

Das Aschaffgebiet

Beiträge zur Morphologie des kristallinen Spessarts

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Johann-Wolfgang-Goethe-Universität
Frankfurt am Main

vorgelegt von

HANS-GÜNTER NIEMZ

aus Mückenberg

Frankfurt am Main 1962

NIEMZ, DAS ASCHAFFGEBIET

Das Aschaffgebiet

Beiträge zur Morphologie des kristallinen Spessarts

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Johann-Wolfgang-Goethe-Universität
Frankfurt am Main

vorgelegt von

HANS-GÜNTER NIEMZ

aus Mückenberg

Frankfurt am Main 1962

© Geschichts- und Kunstverein Aschaffenburg e. V. 1964
Klischees: Chemigraphische Gesellschaft m. b. H. Aschaffenburg
Gesamtherstellung: Paul Pattloch Verlag Aschaffenburg



Dekan: Prof. Dr. K. Egle
Referent: Prof. Dr. H. Lehmann
Korreferent: Priv. Doz. Dr. W. Kuls
Tag der mündlichen Prüfung: 24./25. 7. 1962

Gedruckt mit Genehmigung der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Frankfurt am Main

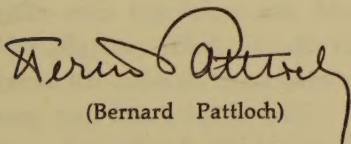
*Meinem Vater in memoriam
und meiner Mutter
gewidmet*

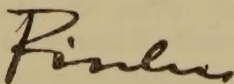
ZUM GELEIT

Als im Jahre 1952 der 1. Band des Aschaffener Jahrbuches für Geschichte, Landeskunde und Kunst des Untermaingebietes erscheinen konnte, wurde sowohl durch den Titel als auch im Vorwort betont, daß sich das Jahrbuch auch um die Erforschung und Darstellung der Landeskunde des Spessart- und Untermaingebietes bemühen würde. Während in einer Reihe von Aufsätzen Probleme der Kulturlandschaft behandelt wurden, ergab sich bisher keine Möglichkeit, Untersuchungen über die Naturlandschaft des Spessarts zu veröffentlichen.

Wir haben aus diesem Grunde gerne die Gelegenheit wahrgenommen, die Frankfurter Dissertation von Herrn Dr. Hans-Günter Niemz, Neu-Isenburg, über das Thema „Das Aschaffgebiet — Beiträge zur Morphologie des kristallinen Spessarts“ als Band 9 der Schriftenreihe „Veröffentlichungen des Geschichts- und Kunstvereins Aschaffenburg e. V.“ der Wissenschaft und den Freunden unserer Heimat vorzulegen. Mit dem Dank an den Verfasser für seine tiefschürfenden Studien, die wichtige Ergebnisse im geomorphologischen Bereich zeitigen, verbinden wir den Wunsch, daß künftig die landeskundliche Forschung am Untermain in noch stärkerem Maße als bisher die Förderung der zuständigen wissenschaftlichen Disziplinen erfahren möge.

Aschaffenburg, im Herbst 1964


(Bernard Pattloch)
Vorsitzender


(Dr. Willibald Fischer)
Geschäftsführender Vorsitzender

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand als Dissertation auf Anregung des Direktors des Geographischen Instituts der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität Frankfurt am Main, Herrn Professor Dr. H. Lehmann, der mich auf einer Exkursion in den kristallinen Spessart auf die Problematik der Genese des Formenschatzes im Aschaffgebiet hinwies. Die Untersuchungen, die sich infolge meiner beruflichen Tätigkeit über mehrere Jahre erstreckten, wurden hauptsächlich von 1958—1961 durchgeführt. Für mannigfache Anregungen und vielfältige Hilfe beim Fortgang der Arbeiten bin ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Lehmann, zu großem Dank verpflichtet. Vielmals zu danken habe ich ferner Herrn Professor Dr. J. P. Bakker, Direktor des Physisch-Geographischen Laboratoriums der Universität Amsterdam, für die Überlassung von Analyseergebnissen und freundliche schriftliche und mündliche Mitteilungen sowie Herrn Professor Dr. W. Kuls, Geographisches Institut der Universität Bonn, und Herrn Dr. A. Semmel, Geologisches Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden, die vor allem durch klärende Aussprachen zur Durchführung der Untersuchungen beitrugen.

Für die stetige Förderung bei meinen geographischen Studien gebührt mein Dank neben Herrn Professor Dr. H. Lehmann und Frau Professor Dr. A. Krenzlin besonders meinem hochverehrten ersten akademischen Lehrer in Geographie, Herrn Professor Dr. O. Schlüter. Herrn Professor Dr. Gallwitz und Herrn Professor Dr. Krejci-Graf schulde ich Dank für die Einführung in die Geologie.

Von großem Vorteil für die Untersuchungen erwies sich der Bau der Autobahn von Frankfurt am Main nach Würzburg, die mitten durch das Aschaffgebiet führt. Für die Einsichtnahme in Bohr- und Schürfergebnisse danke ich vielmals den Herren der Autobahnmänter in Nürnberg, Aschaffenburg und Marktheidenfeld.

Besonderer Dank gilt Herrn Archivrat Dr. W. Fischer, Aschaffenburg, und dem Geschichts- und Kunstverein Aschaffenburg e. V., der die Arbeit in die Reihe seiner Veröffentlichungen aufnahm. Damit wird von seiten dieses Vereins nun auch das geographische Element etwas stärker berücksichtigt.

Die besonderen Interessen des Geschichts- und Kunstvereins Aschaffenburg als einer Arbeitsgemeinschaft für Heimatforschung erforderten geringfügige Änderungen der ursprünglichen Fassung der Arbeit. So wurden z. B. eine Gliederung der Erdgeschichte, eine Erklärung wichtiger Fachausdrücke und ein Register angefügt. Auch die gute Ausstattung des Werkes mit Abbildungen war nur durch das großzügige Entgegenkommen des Vereins möglich.

Schließlich danke ich meiner lieben Frau, meinem Bruder und meinem Schwager für ihr Verständnis und vielseitige organisatorische und technische Hilfe.

Durch meine einjährige Tätigkeit in den USA im Rahmen des Fulbright-Austauschprogramms von 1962–1963 verzögerte sich die Drucklegung der Arbeit.

Hans-Günter Niemz

INHALT

Zum Geleit	7
Vorwort	9
I. PROBLEMSTELLUNG UND GANG DER UNTERSUCHUNG	13
II. ÜBERBLICK ÜBER DIE GEOLOGIE UND DIE OBERFLÄCHEN- FORMEN DES SPESSARTS	16
1. Der kristalline Spessart unter besonderer Berücksichtigung des Aschaff- gebietes	18
2. Der Buntsandsteinspessart	22
3. Erdgeschichtliche Entwicklung des Spessarts	25
III. ROTVERWITTERUNG IM ASCHAFFGEBIET	28
1. Vorkommen der Rotverwitterung	28
2. Beschreibung der Rotverwitterung	30
a) Vorkommen bei Hösbach	31
b) Vorkommen bei Goldbach	33
3. Datierung der Rotverwitterung	34
a) Bisherige Anschauungen	35
b) Rückschlüsse auf Grund der Lagerungsverhältnisse	37
c) Klimatische Bedingungen und Charakter der Rotverwitterung	38
d) Rekonstruktion des Klimas im Pleistozän und Jungtertiär	43
e) Vorkommen von tertiärer Rotverwitterung in Mitteleuropa	48
4. Die jungtertiäre Oberfläche	50
a) Freilegung des kristallinen Untergrundes im westlichen Spessart	51
b) Nähere Charakterisierung der jungtertiären Oberfläche	52
c) Zerstörung der jungtertiären Oberfläche	59
IV. DIE PLEISTOZÄNE ENTWICKLUNG DES ASCHAFFGEBIETES	62
1. Genese der Aschafftalung	62
a) Bisherige Auffassungen	63
b) Die ältere pleistozäne Entwicklung des Aschafftales	65
c) Die jungpleistozäne Entwicklung des Aschafftales	75
2. Der Löß im Aschaffgebiet	88
a) Verbreitung des Lösses	88
b) Beschreibung und Deutung der Vorkommen	88
c) Vergleich mit bisherigen Anschauungen und Lößvorkommen der Nachbargebiete	98
3. Periglaziale Erscheinungen und Formen	102
a) Kryoturbate Erscheinungen	103

b) Pleistozäne Verwitterung und Solifluktion	112
c) Blockfelder und asymmetrische Täler	114
V. DIE ENTWICKLUNG DES HEUTIGEN FORMENSCHATZES DES ASCHAFFGEBIETES IM VERGLEICH MIT DEN NACHBARLAND- SCHAFTEN	118
1. Genese der Oberflächenformen	118
2. Vergleich mit den Nachbarlandschaften	126
 ANHANG	135
Abkürzungen mehrfach zitierter Zeitschriften	135
Schrifttum	136
Karten	144
Verzeichnis der Abbildungen (Abb. 1—33)	145
Verzeichnis der Profile (Prof. 1—7)	146
Erklärung wichtiger Fachausdrücke	147
Register	154
Profile	160
Erläuterungen zu den Tafeln im Bildanhang	166
Tafeln (Abb. 22—33)	169
Gliederung der Erdgeschichte	177

I. PROBLEMSTELLUNG UND GANG DER UNTERSUCHUNG

Morphologische Forschungen im Spessart wurden bisher im Rahmen von Arbeiten durchgeführt, deren Untersuchungsgebiet weit über den Spessart hinausreichte. So verglich z. B. W. Credner 1922 in seiner Dissertation die kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald. J. P. Bakker behandelte 1930 bestimmte Fragen der Morphologie des Spessarts in einer Arbeit über das Mainzer Becken und seine Umgebung.

Die Weiterentwicklung der Wissenschaft im Laufe der letzten Jahrzehnte, insbesondere die Ausbildung von neuen Forschungsrichtungen innerhalb der Geomorphologie, führte zu Problemstellungen, die immer vielseitiger und differenzierter wurden. Sie erforderten die Entwicklung von exakten Untersuchungsmethoden, die zur Gewinnung und Sicherung von Erkenntnissen herangezogen werden konnten¹⁾. Das alles ergab notwendigerweise bei neueren Arbeiten eine räumliche Beschränkung der Untersuchungsgebiete.

Auf dem Boden dieser Entwicklung erwuchs die vorliegende Arbeit, die sich im Gegensatz zu den oben erwähnten Forschungen nicht auf den gesamten kristallinen Spessart oder ein noch größeres Gebiet bezieht, sondern sich mit einem Teil dieses Mittelgebirges, nämlich dem Aschaffgebiet, im kristallinen oder vorderen Spessart beschäftigt. Die Anregung zu dieser Untersuchung bildete eine Exkursion in den kristallinen Spessart, die auch in die Ziegeleigrube Peter Grün nördlich von Hösbach führte. Diese Grube enthält eine Fülle interessanter klimamorphologischer und periglazialer Erscheinungen, die zu einer Beschäftigung mit den aufgeworfenen Problemen reizten und wertvolle Hinweise auf die Genese des gesamten Gebietes zu geben versprachen. Es galt, unter Berücksichtigung der jüngsten Entwicklung der Geomorphologie auf Grund der neuen Fragestellungen und Untersuchungsmethoden Beiträge zur geomorphologischen Geschichte des Aschaffgebietes zu liefern und so bei der Deutung und Erklärung der Entwicklung der Oberflächenformen in diesem Teil des kristallinen Spessarts mitzuhelfen. Darüber hinaus sollte versucht werden,

1) Vgl. W. KULS, Neue Wege in der Geomorphologie. Geogr. Rundschau 12 (1959), S. 457—465.

die Ergebnisse aus dem ziemlich eng begrenzten Raum in einen größeren Zusammenhang einzuordnen.

Die moderne Entwicklung der Geomorphologie hat in der letzten Zeit zu einer starken Betonung der klimamorphologischen Betrachtungsweise geführt. „Ein neues Lehrgebäude der Geomorphologie der Klimazonen (Klimageomorphologie) ist im Werden“²⁾. Wohl war schon seit Beginn dieses Jahrhunderts hin und wieder die Bedeutung des Klimas für die Formengestaltung hervorgehoben worden³⁾, doch unter dem Einfluß der Lehre vom geographischen Zyklus von W. M. Davis und der Arbeiten von A. und W. Penck stand die tektonische Fragestellung bei morphologischen Forschungen im Vordergrund. Erst in den letzten Jahren hat sich besonders durch die Arbeiten von Büdel in Deutschland sowie Tricart und Cailleux in Frankreich der Gedanke allgemein durchgesetzt, daß die klimatische Differenzierung der Abtragungsvorgänge größer ist, als man bisher annahm, nicht zuletzt auch im humiden Bereich. Dieser Gedanke führte in Verbindung mit der Tatsache, daß auch das Klima in einem bestimmten Gebiet im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung mannigfachen Wandlungen unterworfen war und ist, zu der Erkenntnis, daß die heutige Oberflächengestalt in mehr oder weniger starkem Maße Formenelemente der Vorzeit enthält. Die bisher erschienenen klimamorphologischen Arbeiten haben diese Ansicht durchaus bestätigt.

Damit haben räumlich begrenzte morphologische Studien über die lokale Formgenese hinaus eine überregionale Bedeutung, indem sie einen Beitrag zu einer detaillierten klimatischen Morphologie zu liefern vermögen. Die Lösung der gestellten Aufgaben erforderte zunächst eine Aufnahme der vorhandenen Oberflächenformen und Erscheinungen. Das geschah durch Beobachtungen und Begehungen im Gelände, die in den Jahren 1957 bis 1961 stattfanden, sowie durch Kartenauswertung. Die mehrjährigen Beobachtungen führten gerade bei den periglazialen Erscheinungen neben der von der Fläche des Aufschlusses ablesbaren Breite und Höhe auch zu einer ungefähren Vorstellung von der dritten Dimension solcher Formen, da die durch den Abbau bedingte rasche Veränderung der Grubenprofile die Verfolgung der Phänomene in den Berg hinein begünstigte.

Von großem Vorteil für die Untersuchungen erwies sich der Autobahnbau der Strecke Frankfurt–Würzburg. Eine Reihe von Baustellen gestattete

2) H. LOUIS, Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. *Pet. Mitt. Ergh.* 262 (1957), S. 10.

3) Vgl. H. LOUIS, Allgemeine Geomorphologie. In: *Lehrbuch der allgemeinen Geographie*, hg. von E. OBST, I. Berlin 1960, S. 3.

Einblick in den Untergrund. Viele für den Bau der Autobahn erforderliche Bohrungen und Schürfungen lieferten sehr wertvolles Material. Diese Unterlagen gaben nicht nur Aufschluß über die geologischen Verhältnisse, sondern erlaubten gleichzeitig wesentliche Rückschlüsse auf die Genese der Formen.

Die Auswertung der Beobachtungen und Ergebnisse der Außenarbeiten ging Hand in Hand mit der Verarbeitung der das vorliegende Thema und Gebiet betreffenden Literatur. Eine Reihe von Probenuntersuchungen, die im Physisch-Geographischen Laboratorium der Universität Amsterdam oder im Labor des Geographischen Instituts der Universität Frankfurt durchgeführt wurden, rundete das Bild ab.

Die Einordnung der gewonnenen Ergebnisse in einen größeren Zusammenhang erforderte Vergleiche mit den Nachbargebieten.

Es zeigte sich, daß die heutigen Oberflächenformen des Aschaffgebietes wesentlich bedingt sind durch zwei Perioden der Erdgeschichte, nämlich das jüngere Tertiär und das Pleistozän. Damit waren vor allem Untersuchungen über die jungtertiäre Verwitterung und Abtragung sowie über die pleistozänen formgestaltenden Vorgänge erforderlich. Da der Spessart zum periglazialen Bereich gehörte, handelt es sich vorwiegend um fluviale, äolische und solifluidale Abtragungs- und Ablagerungsvorgänge sowie um periglaziale Verwitterung und kryoturbate Erscheinungen.

Als Grundlage und Voraussetzung für die Untersuchungen wird im folgenden zunächst ein Überblick über die Oberflächenformen und die geologischen Verhältnisse gegeben, der wesentlich das Aschaffgebiet betrifft, aber wegen der besseren Einordnungs- und Vergleichsmöglichkeiten den gesamten Spessart in die Betrachtung einbezieht. Darauf folgen im Hauptteil die Abhandlungen über die auf das Tertiärklima zurückgehenden und die pleistozänen Formen und Erscheinungen des Untersuchungsgebietes. Zum Schluß wird der heutige Formenschatz der Aschaffgegend in seiner Genese dargestellt und in die Gesamtentwicklung des Spessarts eingefügt.

II. ÜBERBLICK ÜBER DIE GEOLOGIE UND DIE OBERFLÄCHEN- FORMEN DES SPESSARTS

Das Mittelgebirge des Spessarts bildet eine landschaftliche Einheit, die sich deutlich von den Nachbarlandschaften unterscheidet und deshalb auch relativ leicht zu begrenzen ist. Im Mainviereck umfaßt dieser Fluß den Spessart an drei Seiten und bildet hier eine klare Grenze. Gewisse Schwierigkeiten bereitet die nördliche Begrenzung. J. Siebert zieht sie im Sinngebiet nordwärts und dann entlang der „Grenze des zusammenhängenden Waldes gegen das Schlüchterner Becken, das ist nichts anderes als die geologische Formationsgrenze gegen den Röt“⁴⁾. Weiter läuft die Grenze im Kinzigtal bis Gelnhausen und zieht von hier am Abfall des Gebirges entlang nach Aschaffenburg. Wohl sind eine Reihe anderer Begrenzungen gegeben worden, doch ist die oben genannte heute allgemein anerkannt und befriedigend, wenn es auch noch einige unsichere und strittige Punkte geben mag.

Das so umgrenzte Gebiet läßt sich nach Höhenlage, geologischen Verhältnissen, Formenschatz und Bedeckung in zwei ungleich große Hauptteile gliedern, den vorderen oder kristallinen und den hinteren oder Buntsandsteinspessart. Da die Bezeichnungen „vorderer“ und „hinterer“ vom Standpunkt des Betrachters abhängen, „kristallin“ und „Buntsandstein“ aber wesentlich mehr aussagen, ist den letzteren der Vorzug zu geben. Die Grenze zwischen den beiden Hauptteilen bildet die Stufe des unteren Buntsandsteins, die von Gelnhausen zuerst in südlicher Richtung über Eidengesäß, Huckelheim, Edelbach, Eichenberg, Hain, Waldaschaff nach Oberbessenbach läuft und dann in westlicher Richtung über Gailbach und Schweinheim den Main erreicht. Der Verlauf ist nicht gerade, sondern enthält viele Einbuchtungen nach Osten dort, wo die Kahl und die Aschaff mit ihren Nebenflüssen entspringen (Abb. 1).

4) J. SIEBERT, Der Spessart, eine landeskundliche Studie. Breslau 1934, S. 10.

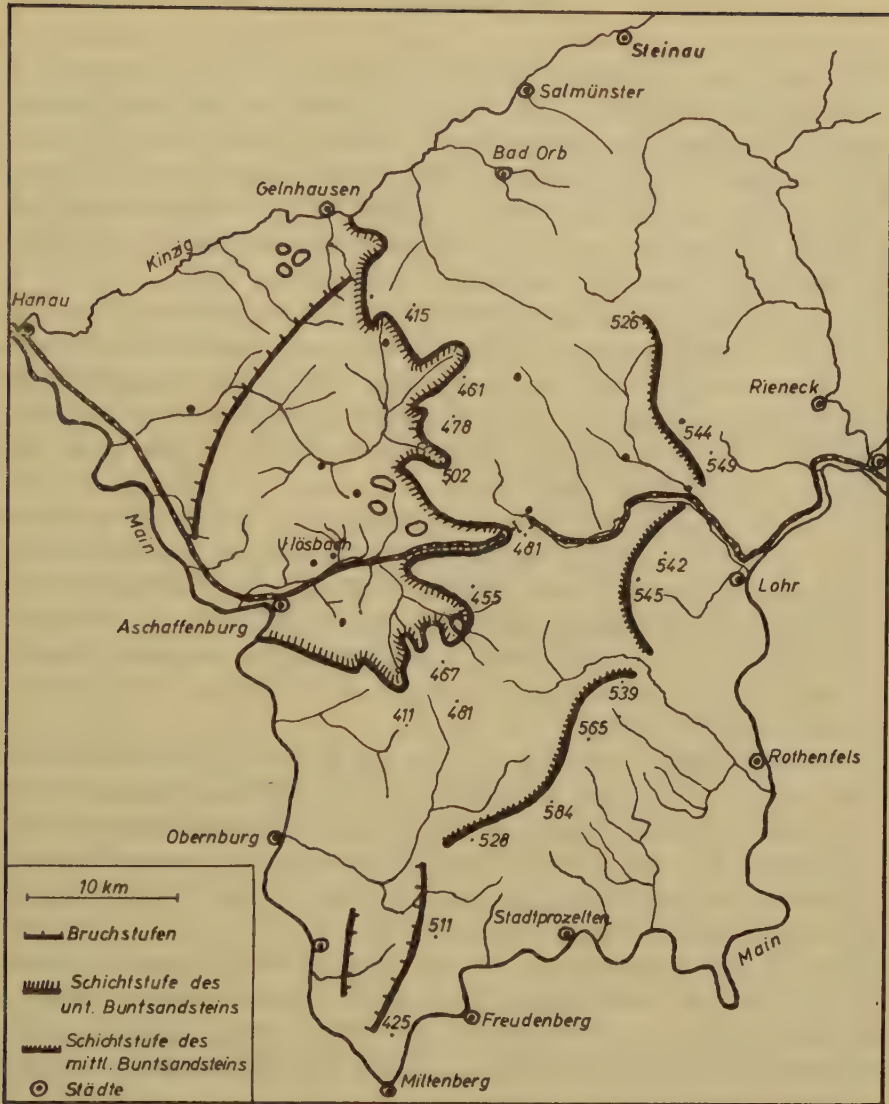


Abb. 1 Überblick über den Spessart (nach Siebert)

1. Der kristalline Spessart unter besonderer Berücksichtigung des Aschaffgebietes

Von besonderem Interesse bei der Betrachtung der beiden Hauptteile ist in der vorliegenden Arbeit der kristalline Spessart, der „ein Stück der saxo-thuringischen Zone des varistischen Orogens“⁵⁾ darstellt. Abgesehen von geringen permischen Ablagerungen, einigen Zeugenbergen und ganz jungen Sedimenten sind hier die kristallinen Gesteine des Grundgebirges entblößt, während im sogenannten hinteren Spessart das Grundgebirge von einer mächtigen Buntsandsteinserie überlagert wird.

Die geologischen Verhältnisse wurden bereits am Ende des vorigen Jahrhunderts eingehend durch Bücking, Thürach und Klemm untersucht. In den folgenden fünfzig Jahren sind dagegen fast keine geologischen Arbeiten über den Spessart durchgeführt worden. Erst in der neuesten Zeit erschienen wieder einige Beiträge zu diesem Thema von Matthes und Bederke mit seinen Mitarbeitern.

Bederke gibt in seiner Arbeit eine Übersichtskarte des kristallinen Spessarts, auf der die SW-NO streichenden Strukturen des variskischen Gebirges deutlich hervortreten⁶⁾. Danach findet sich im Norden zuerst die aus algonkischen Sedimenten hervorgegangene Gneiszone der Alzenauer Stufe. Es folgen die ordovizischen Quarzite der Geiselbach-Stufe und eine Staurolithglimmerschiefer- und =gneisserie, deren Gesteine wahrscheinlich kambrisches Alter haben.

In der Aschaffzone finden sich Orthogneise. Ihre Platznahme setzt Matthes in einem relativ späten Stadium der durch die Hauptfaltung hervorgerufenen Dislokationsmetamorphose an. Nach Bederke dagegen sind die Orthogneise nicht als syntektonische Intrusionen aufzufassen. Für diese Annahme sprechen neben anderen Beobachtungen Vergleiche zum Kristallin von Ruhla-Brotterode im Thüringer Wald, das in der streichenden Verlängerung des Vorspessarts liegt. Die dortigen Orthogneise sind noch deutlicher als vorvariskische Bildungen erkennbar. Da sie „sowohl im Gesteinsaufbau wie in der Tektonik und Metamorphose vielfältige Übereinstimmung mit dem Vorspessart“⁷⁾ zeigen, betrachtet er die Orthogneise

5) O. SCHMITT, Grundlagen und Verbreitung der Bodenzerstörung im Rhein-Main-Gebiet mit einer Untersuchung über die Bodenzerstörung durch Starkregen im Vorspessart. RMF 33 (1952), S. 74.

6) E. BEDERKE, Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart. Abh. d. Hess. LA f. Bodenforschung 18 (1957), S. 8.

7) Ebd. S. 15.

des Aschaffgebietes als aus nachkambrischen und vorvariskischen Graniten entstanden und spricht sie als kaledonisch an.

Die Gesteine der südlich der Aschaff sich anschließenden Schweinheimer Stufe und die folgenden Paragneise haben wieder algonkisches Alter. Der Diorit dagegen ist variskisch und damit eine synorogene Intrusion.

Alle diese Gesteine wurden in die Faltungen der variskischen Ära einbezogen. Nach Stille ist die Hauptfaltung im Spessart bretonischen Alters. Während Matthes die Metamorphose der Gesteine der Hauptfaltung zuordnet, ist nach Bederke die Kristallisation dieser Schiefer nachtektonisch, d. h. nicht kinetisch, sondern statisch, temperaturbedingt und wird als Spessartkristallisation bezeichnet. Die Wärmequelle für diese Kristallisation bildete ein nachtektonischer Granitaufstieg, für dessen Vorhandensein viele kleine Granitgänge in den Gesteinen des Vorspessarts sprechen. Vor dieser Spessartkristallisation lag noch eine Dislokationsmetamorphose. Wie die Karten von Braitsch⁸⁾, Gabert⁹⁾ und Murawski¹⁰⁾ zeigen, wird das Grundgebirge von einer Reihe von Verwerfungen durchzogen. Die über dem Kristallin stellenweise vorhandenen Ablagerungen des Perm werden bei dem erdgeschichtlichen Überblick erwähnt.

Der Charakter des morphologischen Formenschatzes wird bereits dadurch angedeutet, daß das Gebiet Teil eines Mittelgebirges ist. Der kristalline Spessart stellt ein welliges, offenes Bergland in 200–400 m Höhe dar. Der höchste Punkt liegt mit 436 m im Hahnenkamm, die tiefste Stelle bei Aschaffenburg mit ca. 130 m. Bei einem Ausblick von der Höhe 436 „drängt sich dem Beschauer der Eindruck geschlossener Einheit des Vorspessarts den ihn umgebenden Landschaften gegenüber auf“¹¹⁾. „Ein zertaltes Bergland liegt vor uns, dessen einzelne Höhenzüge sehr breite Rückenformen zeigen, in ihrer Höhe abhängig von der Dichte des mäßig verzweigten Talnetzes. Im ganzen fügen sich die Höhen in ein ziemlich einheitliches Niveau“¹²⁾, das von Süden und Osten her langsam ansteigt, im Hahnenkamm die größte Höhe erreicht und dann steil zum östlichsten Teil des Mainzer Beckens, der Hanau-Seligenstädter Senke, abbricht. Es

8) O. BRAITSCH, Beitrag zur Kenntnis der kristallinen Gesteine des südlichen Spessarts und ihrer geologisch-tektonischen Geschichte. Abh. d. Hess. LA f. Bodenforsch. 18 (1957), S. 58–59.

9) G. GABERT, Zur Geologie und Tektonik des nordöstlichen kristallinen Vorspessarts. Abh. d. Hess. LA f. Bodenforsch. 18 (1957), S. 102–103.

10) H. MURAWSKI, Zur Altersfrage von Tektonik und Metamorphose im mittleren Vorspessart. Abh. d. Hess. LA f. Bodenforsch. 18 (1957), S. 136.

11) W. CREDNER, Die Oberflächengestalt der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald. Eine vergleichende Morphologie. Diss. Heidelberg 1922, S. IV.

12) Ebd. S. V.

stellt den zertalten Rest einer jungtertiären Verebnung dar, die die präpermische Rumpffläche schneidet.

Das Gebiet wird durch die Kahl und die Aschaff mit ihren Nebenflüssen entwässert. Beide entspringen an der Hauptwasserscheide, die in ungefähr nordsüdlicher Richtung mitten durch den Spessart verläuft und im mittleren Teil ziemlich mit der Buntsandsteinstufe zusammenfällt (Abb. 1 und 2). Von hier aus ziehen beide Wasserläufe in sehr breiten, flachen, muldenförmigen Tälern nach Westen (Abb. 22). Während die Aschaff schon kurz westlich Aschaffenburg den Main erreicht, muß die Kahl noch zwischen Brücken und Michelbach den Hahnenkamm durchschneiden, um dann bei dem Ort Kahl in den Main zu münden.

Nach der Oberflächengestalt läßt sich der kristalline Spessart in das Kahl- und das Aschaffgebiet untergliedern. Das Kahlgebiet wird von ziemlich einheitlichem Material aufgebaut und ist durch eine gleichförmige Reliefentwicklung gekennzeichnet. Weiche, abgerundete Formen und breite, flache Talungen herrschen im Inneren des Gebietes vor. Die Oberfläche senkt sich von Norden nach Süden zur Kahl hin, die in einem weiten Bogen im südlichen Teil des Gebietes entlang fließt. Lediglich der Hahnenkamm weist schärfere Formen auf, die besonders auf der Westseite ihren Ausdruck in kurzen, steilen, tief eingeschnittenen Kerbtälern finden.

Demgegenüber zeigt das Aschaffgebiet ein unruhigeres Relief. Auf Grund seines Formenschatzes kann es in mehrere Zonen und Abschnitte gegliedert werden. Die zentrale Talzone hat als charakterisierendes Element dem ganzen Gebiet den Namen gegeben. Sie beherrscht das Landschaftsbild im Aschaffgebiet. „Auf breiter Talaue pendelt das kleine Flüßchen in ruhigem Lauf und ohne große Wassermengen hin und her und zeigt zu der weiten Senke ... eine offensichtliche Disharmonie“¹³⁾. Besonders im mittleren Teil steigen die Hänge aus der breiten Talsohle ganz flach nach Norden an, während im Süden ein etwas steilerer Anstieg zu verzeichnen ist (Abb. 22).

Die Nebenbäche der Aschaff bilden den Übergang zur zweiten Zone. Diese besteht aus flächenartigen Verebnungen auf den Riedeln zu beiden Seiten der Aschaff. Ganz allmählich ziehen sie sich von einer Höhe von ca. 280 bis 260 m über NN im Norden bzw. Süden bis auf 200–225 m in der Nähe des Haupttales herab. Besonders deutlich treten sie in Erscheinung bei einem Blick über das Aschaffgebiet vom Münchberg nördlich von Hösbach an der Straße nach Schöllkrippen (Abb. 4 und 23). Sie schließen sich

13) CREDNER S. 48–49.

deutlich zu einer einheitlichen muldenförmigen Fläche zusammen. In diese Fläche ist die eigentliche Aschafftalung ungefähr 60 m tief hineingearbeitet worden. Die Abhänge zu den Tälern der Seitenbäche und zum Hauptfluß sind reich durch Dellen gegliedert.

Die dritte Zone bilden schließlich die umgebenden, die vorgenannte Riedelfläche deutlich überragenden Höhen, zu denen die südwestlichen Ausläufer des Hahnenkamms, der Schmerlenbacher Wald, die Zeugenberge und die Buntsandsteinstufe gehören. Der Hahnenkamm stellt mit seinen Ausläufern die nordwestliche Begrenzung des Aschaffgebietes dar. Der Schmerlenbacher Wald erhebt sich südlich der Aschaff bis zu Höhen von über 300 m, weist ein lebhaftes, kuppiges Relief auf und weicht dadurch vom typischen Formenschatz des Untersuchungsgebietes ab. Die östliche Begrenzung bildet die Buntsandsteinstufe, die schon aus der Ferne durch ihre Waldbedeckung deutlich hervortritt. Sie ist gerade in dieser Gegend durch die rückschreitende Erosion der Quellbäche der Aschaff sehr stark zerlappt¹⁴⁾. Vor ihr liegen als Zeugenberge Klosterberg, Gräfenberg und Bischlingsberg (Abb. 3 und 24), „die sich kuppig über die Fläche des Vorspessarts um durchschnittlich 100 m erheben und durch ihre Waldbedeckung wie Mittler erscheinen, um die Schärfe des landschaftlichen Übergangs zwischen Vorspessart und Hinterem Spessart abzumildern“¹⁵⁾.

Auch bei einer Betrachtung des Aschaffgebietes in seiner Längserstreckung lassen sich von Ost nach West mehrere Abschnitte unterscheiden. Der erste ist durch die unmittelbare Nähe der Buntsandsteinstufe charakterisiert. Besonders Aschaff und Laufach haben die Stufe kräftig zerschnitten und sich durch rückschreitende Erosion in sie hineingefressen. Die Täler dieser Quellbäche haben V-förmige Gestalt (Abb. 19). Ab Waldaschaff und Hain werden die Täler bereits breit und muldenförmig. Doch sind ihre Hänge besonders im oberen Teil noch sehr steil, da sie vom Buntsandstein aufgebaut werden.

Der zweite Abschnitt liegt südlich der Aschaff um Keilberg und Schmerlenbach. Es handelt sich um ein weites, offenes Gebiet, das von den Nebenbächen der Aschaff flach zertalt wird. Vom Hauptfluß aus gesehen hat es eine asymmetrische Gestalt, da nordöstlich der Aschaff noch die Buntsandsteinstufe liegt.

14) Vgl. O. MAULL, Die Landschaft um Marburg an der Lahn in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. Jb. d. Frankf. Ver. f. Geogr. u. Stat. 81–83 (1916/19), S. 86.

15) SIEBERT, S. 15.

Der dritte Abschnitt ist der Kern des Aschaffgebietes. Er beginnt an der Sailauf und reicht bis westlich Goldbach. Auch er weist eine asymmetrische Gestalt auf, da die Aschafftalung unmittelbar am Fuße des Schmerlenbacher Waldes liegt. Nördlich der Aschaffachse dehnen sich in breiter, beckenartiger Erweiterung die oben genannten Verebnungen aus.

Der letzte Abschnitt ist das eigentliche Aschaffener Becken, das durch die tektonisch bedingte Tiefenzone gekennzeichnet ist, in der heute Aschaffenburg liegt.

2. Der Buntsandsteinspessart

Da die vorliegenden Untersuchungen sich nicht mit dem Buntsandsteinspessart beschäftigen, sollen nur einige sehr knappe Bemerkungen zu diesem bei weitem größeren und zugleich höheren Teil des Spessarts gegeben werden, der besonders im Süden die ganze Fläche zwischen den beiden Seiten des Mainvierecks einnimmt.

Bei der Beschreibung des geologischen Aufbaues beklagte schon Siebert die unterschiedliche Gliederung des Buntsandsteins, die von preußischen, bayerischen, hessischen und badischen Geologen auf den Buntsandstein des Spessarts angewandt wurde. In einer Übersichtstabelle stellte Siebert die verschiedenen Gliederungen des Buntsandsteins dar ¹⁶⁾. Gemeinsam ist allen Auffassungen eine Dreigliederung in unteren, mittleren und oberen Buntsandstein. Die tiefsten Ablagerungen bilden tonige Bröckelschiefer, denen eine mehr als 400 m mächtige Sandsteinserie folgt, über deren Gliederung die Meinungen sehr auseinandergehen, und den Abschluß gegen den Muschelkalk stellt der Rötton dar. Die gesamte Mächtigkeit beträgt etwa 500 m. Der Buntsandstein beginnt an der Stufe gegen das Kristallin, der einige Zeugenberge vorgelagert sind und fällt flach nach Südosten ein. Der mittlere Buntsandstein enthält die härtesten Gesteinspartien der ganzen Serie. Hier liegt eine zweite Stufe, an der die größten Höhen im Spessart auftreten. Im Osten findet sich am Main der Röt. Störungen, Verbiegungen und Verwerfungen sind vorhanden, aber nicht sehr bedeutend ¹⁷⁾.

16) SIEBERT S. 39.

17) Vgl. H. BÜCKING, Der nordwestl. Spessart. Berlin 1892, S. 6 ff., H. SCHREPFER, Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Forschg. z. dt. Landes- u. Volksk. 23, 3 (1924), S. 203, und K. LEUCHS, Abhängigkeit junger Tektonik von variskischer im Spessart und fränkischen Triasbecken. Geol. Rdsch. 22 (1931), S. 283.

Der Buntsteinspessart hat eine durchschnittliche Höhe von 400–500 m. Der höchste Punkt ist der Breitsal oder Geiersberg mit 586 m, der eine sehr breite und langsam ansteigende Höhe darstellt und im Südostteil des Spessarts ca. 3 km östlich Rohrbrunn liegt. Überhaupt finden sich die Erhebungen über 500 m mehr im östlichen Teile, wo mit einer zweiten Stufe der mittlere Buntsandstein über dem unteren liegt. Von Bergen kann man kaum sprechen, „da es nur breite Rücken zwischen den Tälern sind, die mit fast gleichbleibender, schwachwelliger Höhenlinie dahinziehen“¹⁸⁾. Diese Rücken erstrecken sich vorwiegend in südöstlicher Richtung und laufen der Hauptentwässerung parallel.

Die Entwässerung des Buntsandsteinspessarts ist nicht so einheitlich wie die des kristallinen Teils. Das größte Gebiet wird von Lohr, Hafenlohr und Hasloch nach Südosten zum Main hin entwässert. Den Südwesten durchfließt die Elsava in südwestlicher Richtung, und im Norden führen Bieber und Jossa ihre Wasser nach Nordwesten zur Kinzig bzw. Nordosten zur Sinn. Die Hauptwasserscheide (Abb. 2) läuft nicht über die höchsten Erhebungen, sondern im Mittelteil des Spessarts an der Stufe des unteren Buntsandsteins entlang, wodurch deren große Bedeutung noch unterstrichen wird. Im Süden zieht die Hauptwasserscheide ein Stück an der Bundesstraße 8 entlang nach Rohrbrunn, von hier in südwestlicher Richtung nach Wildensee und erreicht den Main bei Stadtprozelten. Im Norden erstreckt sie sich über Wiesen, Lettgenbrunn in Richtung auf Steinau an der Kinzig.

Die Täler unterscheiden sich schon auf den ersten Blick grundsätzlich von denen des kristallinen Spessarts. Sie sind meist als tief eingeschnittene typische Kastentäler ausgebildet. Die steilen, oft ziemlich gradlinigen Hänge gehen am Talboden mit einem deutlichen Knick in eine meist recht breite, manchmal in der Mitte etwas höher gelegene Talsohle über, auf der der Fluß hin und her pendelt.

Ein besonderes Problem stellt die Frage der Schichtstufen dar. Die früher vorherrschende Meinung vom Zurückwandern der Stufen ist heute fast völlig aufgegeben worden. Alle neueren Untersuchungen kamen zu dem Ergebnis, daß die Schichtstufen seit dem ausgehenden Tertiär nicht oder kaum zurückverlegt wurden¹⁹⁾.

¹⁸⁾ SIEBERT, S. 16.

¹⁹⁾ Vgl. S. 51–52.

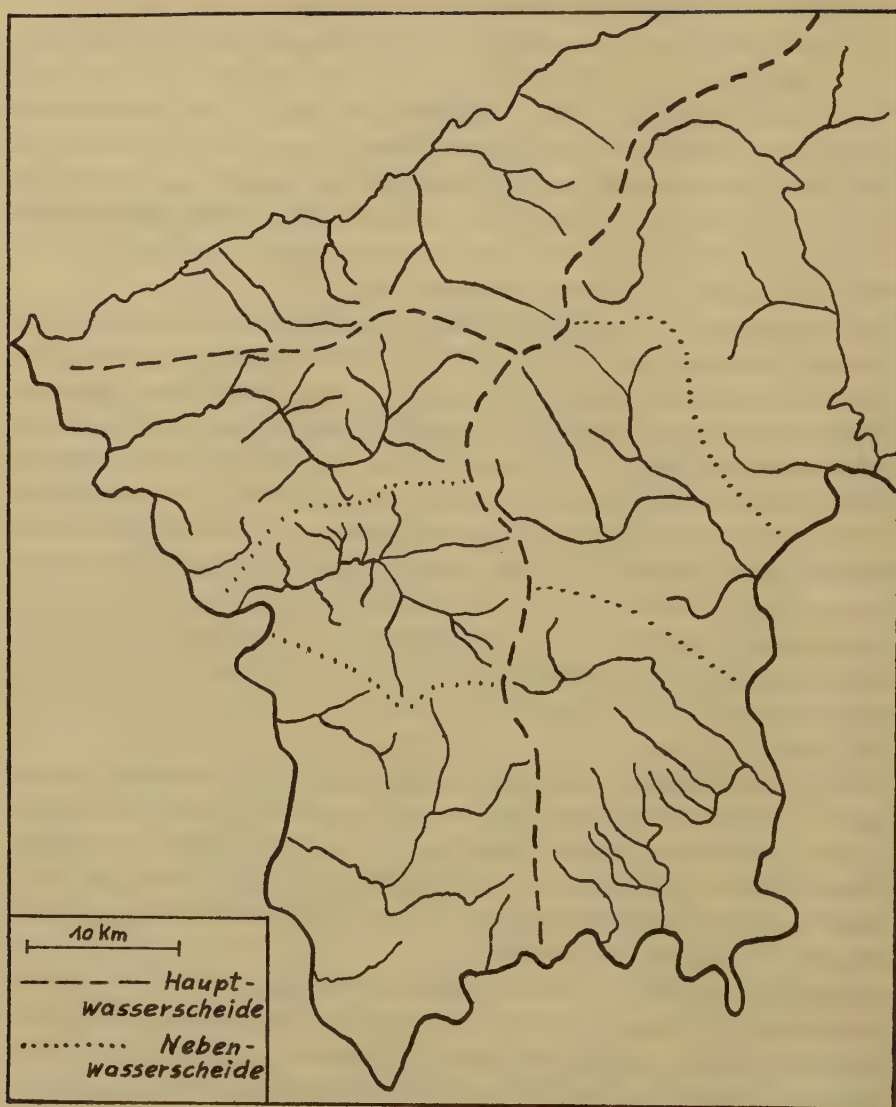


Abb. 2 Wasserscheiden im Spessart

3. Erdgeschichtliche Entwicklung des Spessarts

Aus dem Überblick über den Spessart und besonders aus den dargestellten geologischen Verhältnissen läßt sich die folgende erdgeschichtliche Entwicklung des Spessarts ableiten: Die bis zum Ende des Devons abgelagerten Gesteine werden in der variskischen Gebirgsbildung durch starke Krustenbewegungen gefaltet und von einer Dislokationsmetamorphose erfaßt. In Verbindung mit dieser Faltung steht das Eindringen von Magmen, auf das nach Bederke die Spessartkristallisation erfolgt.

Der dem variskischen Gebirge angehörende Spessart wird im Perm abgetragen und von einer Rumpffläche überzogen. Ablagerungen aus der Zeit des Rotliegenden finden sich nur nördlich der Linie Alzenau—Hofstetten. Im Zechstein folgt eine neue Transgression von Norden. Die Mächtigkeit der Zechsteinablagerungen nimmt von 36 m im Norden bei Meerholz auf 6 m im Süden bei Schweinheim ab. Nach Weidmann zeigen diese Ablagerungen, daß die präoberpermische Rumpffläche „ein flachwelliges Hügelland mit varistisch streichenden Sätteln und Mulden“ darstellte²⁰⁾. Im Aschaffgebiet folgten aufeinander eine Mulde an der heutigen Feldkahler Höhe, der Gräfenberg-Sattel, eine Mulde bei Sailauf, ein Sattel bei Laufach und die Aschaffmulde.

Während des frühen Mesozoikums blieb der Spessart größtenteils Sedi-
mentationsgebiet. Doch schon gegen Ende der Trias dürfte er aufgestiegen
sein und wurde abermals der Abtragung unterworfen. Vom gesamten
Mesozoikum ist heute nur der Buntsandstein vorhanden. Aber auch der
Muschelkalk scheint im Spessart noch sedimentiert worden zu sein. Als
Beweis dafür führte Weidmann O. M. Reis an, der einen Fund von
Wellenkalk im Basaltdurchbruch des Beilsteins bei Lettgenbrunn be-
schrieb²¹⁾. Außerdem stellte Bücking im Büdinger Wald zwei kleinere
Muschelkalkvorkommen fest²²⁾. Für die spätere Zeit gibt es keine An-
haltspunkte. E. v. d. Sahle nahm als wahrscheinlich an, daß die Sedi-
mentationsperiode im Vorspessart bis in den Jura hinein andauerte²³⁾. Eine
neue Hebung begann vielleicht schon am Ende der Jurazeit und verhin-
derte weitere Ablagerungen.

Im Mittelloligozän erfolgte der Einbruch des Rheingrabens und des Main-
zer Beckens. Damit begann die jüngere erdgeschichtliche Entwicklung des

20) C. WEIDMANN, Zur Geologie des Vorspessarts. RMF 3 (1929), S. 35.

21) Ebd. S. 51.

22) BÜCKING S. 10.

23) E. v. d. SAHLE, Härtlingszüge. Berliner Geogr. Arb. 21 (1942), S. 19.

Spessarts, die für die heutige Oberflächengestalt von entscheidender Bedeutung ist. In enger Verbindung mit dem Einbruch des Mainzer Beckens stehen die Verwerfungen, die den östlichsten Teil dieses Beckens, die Hanau-Seligenstädter Senke, gegen den Spessart begrenzen. Sie bilden den westlichen Abbruch des Hahnenkamms und verlaufen ungefähr in Nord-Süd-Richtung. „Der westliche Flügel ist staffelförmig abgesunken“ ²⁴⁾ und trägt am Rande der Mainebene Zechstein- und Buntsandsteinschollen, auf denen Oligozän erbohrt wurde. Dieser Befund spricht dafür, daß die Verwerfungen im Zusammenhang mit dem Einbruch des Mainzer Beckens entstanden. Nach E. v. d. Sahle dagegen ist die Bruchstufe am Hahnenkamm „sehr alter präpermischer Anlage, aber auch junger postpliozäner Aktivität“ ²⁵⁾. Diese Auffassung läßt sich nur halten, wenn man annimmt, daß die Bewegungen an den Verwerfungen nicht erst in postpliozäner Zeit, sondern bereits im Oligozän in ganz bedeutendem Maße wiederauflebten. Sie dauerten dann das ganze Tertiär hindurch und noch bis ins Quartär hinein an ²⁶⁾. In enger Verbindung damit stehen auch der Einbruch des Aschaffener Beckens, das sich südlich an diese Bruchstufe anschließt, und eine allgemeine Hebung des Spessarts.

Die Ablagerungen im Mainzer Becken beweisen, daß es bis ins Unter-miozän vom Meere bedeckt war und danach in der Nähe des Meeres-spiegels lag ²⁷⁾. Da sich im Spessart keine derartigen Ablagerungen finden, ragte er wohl damals bereits über diese Tiefenzone hinaus. Nach Büdel läßt sich im Buntsandsteinspessart eine sarmato-pontische Altlandschaft nachweisen, die noch ältere Erhebungen in sich schließt. Sie ist seiner Meinung nach in der Übergangszeit vom Miozän zum Pliozän in der Nähe des Meeresspiegels gebildet worden ²⁸⁾. Über die Entwicklung des kristallinen Spessarts in und seit jener Zeit liegen genauere Untersuchungen bisher nicht vor. Es wurde lediglich angenommen, daß hier im Jungtertiär eine Flachlandschaft bestanden hat ²⁹⁾.

Die Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit ist daher die Untersuchung der Frage, ob sich auf Grund der heutigen Oberfläche des kristallinen Spes-

24) WEIDMANN S. 51.

25) SAHLE, S. 26.

26) Vgl. W. SCHOTTLER, Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Blatt Seligenstadt. Darmstadt 1922, S. 5.

27) Vgl. auch S. 119

28) J. BÜDEL, Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. Würzb. Geogr. Arb. 4/5 (1957), S. 26 ff.

29) Vgl. MAULL S. 90.

sarts und älterer Ablagerungen bzw. älterer Verwitterungen Aussagen über die jungtertiäre Entwicklung des Gebietes machen lassen und wie diese Entwicklung durch das Pleistozän hindurch zur Entstehung des heutigen Formenschatzes führte.

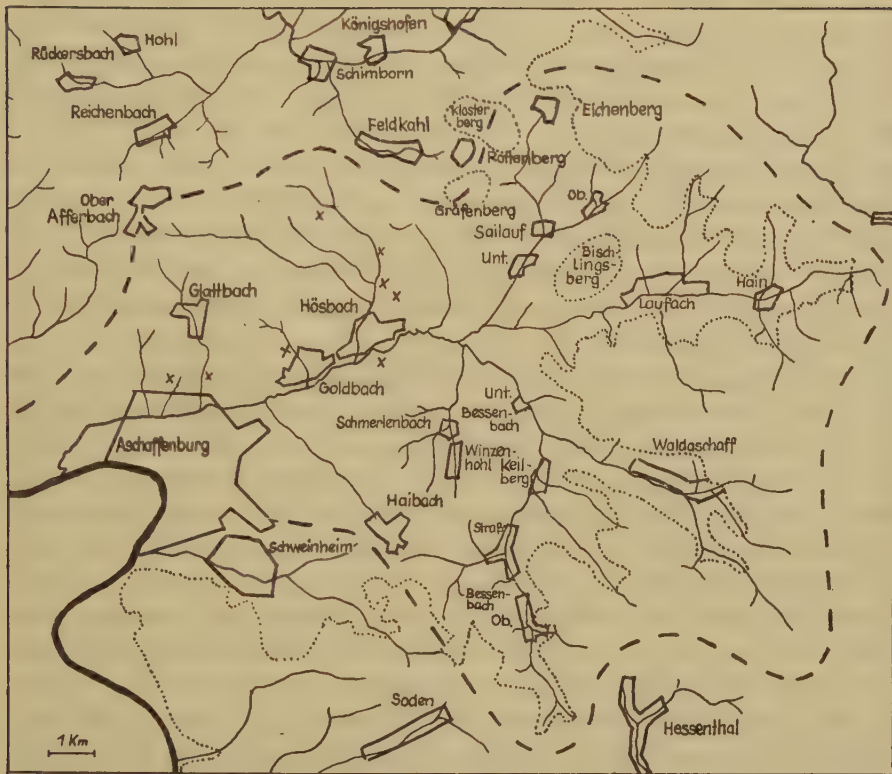
III. ROTVERWITTERUNG IM ASCHAFFGEBIET

1. Vorkommen der Rotverwitterung

Die ältesten nachweisbaren Zeugen von Vorgängen, die im Anschluß an die oben beschriebene erdgeschichtliche Entwicklung des Spessarts zur Formung der heutigen Oberfläche des kristallinen Teils beigetragen haben, sind Reste einer mächtigen Rotverwitterung. Sie finden sich in besonders typischer Ausbildung in der Ziegeleigrube Peter Grün bei Hösbach. Die Grube liegt etwa 1 km nördlich des Ortes an der Straße nach Wenighösbach am Osthang des Hösbachtales. Die ungefähr 16 m hohe Grubenwand zeigt in ihrem unteren Teile intensiv rotgefärbtes, toniges Material, das durch Verwitterung von Gneis entstanden ist. Diese mächtige rote, tonig-grusige Zersatzschicht legte die Vermutung nahe, daß es sich hier um eine alte, bis ins Tertiär zurückgehende Verwitterungsdecke handelt. Bei den Begehungen im Aschaffgebiet fanden sich weitere Reste von Rotverwitterung (Abb. 3). Dicht östlich der eben genannten Ziegeleigrube Grün wurde an der Straße nach Schöllkrippen von den Hösbacher Ziegelerwerken eine neue Grube eröffnet, die ebenfalls den Gneis anschneidet, der hier zu einem tonig-grusigen, wenn auch nicht so intensiv rotgefärbten Material verwittert ist. Zwei weitere Ziegeleigruben liegen nordwestlich von Goldbach an der Westseite des Goldbachtales. Beide enthalten grau und rot verwitterten tonig-grusigen Gneiszersatz. In der zweiten Grube war der Aufschluß durch herabgestürzte Lößmassen in den letzten Jahren verschüttet.

Beim Bau der Volksschule in Goldbach, die am westlichen Ortsende auf dem Abhang des Geißberges liegt, trat bei den Ausschachtungsarbeiten ebenfalls der durch Verwitterung des Gneises entstandene rote, tonige Zersatz zutage.

Weitere Vorkommen wurden beim Bau der Autobahn aufgedeckt. Im Nordwesten von Aschaffenburg ergaben die Schürfungen erstmalig nördlich der Siedlung Strietwald „faulen Fels mit roten Spalten und darüber



Legende :

- | | |
|--|--|
| | Flüsse |
| | Orte |
| | Grenze des Einzugsgebietes des Aschaffsystems |
| | Stufe des unteren Buntsandsteins und Zeugenberge |
| | Vorkommen von Rotverwitterung |

Abb. 3 Übersicht über das Aschaffgebiet

dunkelrotbraunen Ton" ³⁰⁾). Dieser rötliche Zersatz mit roten Spalten und rotem Ton, der im trockenen Zustand den Farbwert 10 R 6/4 der Munsell-Skala und in feuchtem Zustand den Wert 10 R 4/4 aufweist, zeigte sich bei den Schürfungen nördlich von Aschaffenburg immer wieder bis zum Abhang des Pfaffenberges im Nordosten der Stadt, wo im „faulen Fels“ ein „wollsackförmiger Härtling“ ³⁰⁾ gefunden wurde. Im Aschafftal tritt bei Bohrungen und Schürfungen roter Ton nicht mehr auf.

Da diese Vorkommen infolge fehlender Aufschlüsse nicht untersucht werden konnten, läßt sich nicht mit absoluter Sicherheit sagen, daß es sich hier um Reste der gleichen Rotverwitterung handelt, die bei Hösbach und Goldbach auftritt. Die Beschreibung der Bohrungen und Schürfungen sowie die geringe Entfernung von Goldbach machen jedoch eine solche Annahme sehr wahrscheinlich.

In der alten Ziegeleigrube der Hösbacher Ziegelwerke südlich von Hösbach liegt grau-violetter Gneiszersatz (Farbwert der Munsell-Skala 5 YR 6/2 in trockenem und 5 YR 5/2 in feuchtem Zustand). Weiter im Norden ist bei Wenighösbach an mehreren Stellen rot-violett verwitterter Gneisgrus vorhanden. Hier und da finden sich auf den Äckern auch Quarze und vergruste Gneisbrocken. Südlich des Aschafftales wurde der rote Gneiszersatz nicht gefunden.

Die erhalten gebliebenen Reste der Rotverwitterung liegen somit in einem Gebiet, das im Süden vom Aschafftal begrenzt wird. Östlich Hösbach läuft die Grenze nach Norden in Richtung Feldkahl, biegt dann nach Westen um und kommt über Breunsberg, Unterafferbach und Glattbach zur Strietwaldsiedlung und zur Aschaff zurück. Die Vorkommen liegen alle in einer Höhenlage von ca. 150–180 m über NN. Es ist durchaus möglich, daß in Zukunft auch außerhalb des eben umgrenzten Gebietes Reste von Rotverwitterung gefunden werden, sobald neue Aufschlüsse von entsprechender Tiefe entstehen. Dabei ist anzunehmen, daß diese Reste wieder in einer ähnlichen Höhenlage auftreten.

2. Beschreibung der Rotverwitterung

Um das Problem der Entstehung der Rotverwitterung erörtern zu können, ist zunächst eine Beschreibung der erhalten gebliebenen Reste erforderlich. Dabei wird als typisches Beispiel die Rotverwitterung in der Grube Peter Grün besonders eingehend dargestellt.

30) Entnommen aus der Beschreibung der Schürfungen für den Autobahnbau beim Autobahnamt Aschaffenburg.

a) Vorkommen bei Hösbach

Am Südrand der Ziegeleigrube Grün zieht sich von Westen nach Osten die Hauptwand entlang, die an ihrer höchsten Stelle 17–18 m erreicht. Das Material, das die Ziegelei verarbeitet, wird jedoch nicht nur von dieser Wand genommen, sondern ebenfalls aus dem Boden der Grube herausgebaggert. Dadurch entstand im östlichen Teil eine rund 5 m tiefe Ausschachtung mit einer sehr flach geneigten zweiten Wand (Abb. 24). Die Hauptwand besteht in ihrem größeren oberen Teil aus Lößmaterial, Sand und Ton und enthält im unteren Abschnitt den roten, tonig-grusigen Zersatz (Abb. 25).

Der Zersatz ist jedoch nicht durchgehend vorhanden, sondern erscheint erst im Mittelteil und steigt nach Osten bis zu einer maximalen Höhe von 7 m über dem Grubenboden an. Danach nimmt die Mächtigkeit wieder ab, und an der Ostwand der Grube bricht er in stark gestörter Lagerung gegen weiß-graue, tonig-sandige Schichten ab (Abb. 16). Auch der Boden der Grube besteht im östlichen Teil aus rotem, tonig-grusigem Zersatz, und das bis zu 5 m Tiefe ausgebaggerte Loch zeigt dasselbe Material. Der Grubenbesitzer teilte mit, daß Bohrungen, die bis zu 10 m Tiefe niedergebracht wurden, diese Zone nicht durchsunken haben. Damit ist hier eine mindestens ca. 20 m mächtige, tonig-grusige Zersatzschicht vorhanden. Im Westteil der Grube und auch nördlich der Ausschachtung im Grubenboden verschwindet der Zersatz unter weißlich-grauen bis bräunlichen, grobsandigen und lehmig-tonigen Schichten. Ein neuer Aufschluß, der bei der Errichtung eines Gebäudes im westlichen Grubengelände entstand, zeigte eine klare fluviatile Schichtung der weißlich-grauen Zonen (Abb. 32). Die Oberfläche des Zersatzes stellt einen ziemlich steil nach Nordwesten zum Hösbachtal fallenden Abhang dar.

Die Farbe des Materials ist rot und geht stellenweise in violett über (Farbwert der Munsell-Skala 10 R 6/5 in trockenem und 10 R 4/6 in feuchtem Zustand). Anzeichen irgendeiner Schichtung sind nicht vorhanden. Im Gegenteil, alle Merkmale weisen darauf hin, daß es sich nicht um umgelagertes Material, sondern um einen in situ entstandenen Verwitterungshorizont handelt. Das Mineralgefüge ist noch sehr deutlich zu erkennen. Die streifenförmige Anordnung der Mineralien beweist, daß hier ein Gneis vorlag. Die grusigen Bestandteile sind Reste von noch nicht vollständig verwitterten Mineralien. Besonders Quarze, aber auch Glimmer haben sich stellenweise noch erhalten, während die Feldspäte vollkommen kao-

linisiert sind. Hier und da erkennt man Steine, die in Gruppen oder Nestern auftreten oder lagenweise angeordnet sind (Abb. 14 und 15). Sie erweisen sich als eckige Quarze. Ihre Anordnung verrät, daß es sich um Reste nicht vollkommen aufgelöster Quarzgänge und großer Quarzbrocken innerhalb des Gneisverbandes handelt. Die Außenflächen zeigen häufig eine blauschwarze Färbung, die auf Eisen-Manganverbindungen zurückzuführen ist. Die dunkleren Bänder, die in verschiedenen Richtungen das Material durchziehen, stellen ehemalige Klüfte im Gneis dar, deren Färbung ebenfalls durch Eisen-Manganverbindungen bedingt wurde. Aus all diesen Beobachtungen geht eindeutig hervor, daß der Gneis hier an Ort und Stelle verwittert ist und das Material in situ liegt.

Im oberen Abschnitt des Verwitterungshorizontes zeigt sich eine starke kryoturbate Verknnetung mit dem hangenden Material. Auf diese hangenden, dem Pleistozän angehörenden Schichten wird weiter unten noch näher einzugehen sein.

Der rote, tonige Zersatz der Grube Grün wurde als erstes Beispiel ausgewählt und eingehend beschrieben, weil es das größte Vorkommen der Rotverwitterung im Aschafftal ist und gerade diese Ziegeleigrube schon mehrfach in der Literatur beschrieben wurde. Als erster erwähnte Bücking rötlich gefärbte Tone nördlich von Hösbach, die in einer Mächtigkeit von 2 m unter dem Löß aufgeschlossen waren³¹⁾. Credner schrieb 1922: „Ein weiteres größeres Vorkommen von bunten Tönen findet sich außerhalb der Aschafftalung, etwa 1 km nördlich des Ortes Hösbach, wo es in einer Ziegelei abgebaut wird. Hier bildet der Ton das Liegende des Lösses, der mit mächtiger Decke die ganze vom Hösbachsystem entwässerte Landschaft bedeckt. Etwa 12–15 m liegt die Oberfläche der Tone über dem Bachniveau. Gelbe bis braune Tone von mindestens 3 m Mächtigkeit werden unterlagert von weißen Tönen mit eingeschalteten Lagen weißen, gebleichten, feuchten Sandes. Diese Schicht erreicht wohl 2 m Mächtigkeit. Darunter folgt flammend roter Ton mit sandigen Einlagerungen und vor allem mit Einschlüssen von zahlreichen Quarzgeschieben, Grundgebirgsquarziten, die durchaus eckig sind und keinerlei Abrollung zeigen. Diese bis zur Sohle des Aufschlusses reichende Schicht ist 2–3 m mächtig. Auffallend ist zweierlei: einmal die in allen Zonen auftretenden Verknnetungen und Verquetschungen der einzelnen Schichten ineinander und dann das Auftreten dieser oft zentnerschweren Quarzite (Wackesteine der Spessartbewohner) in den Tönen in einer Gegend, wo diese Quarzite im

31) BÜCKING S. 181.

anstehenden Gestein, dem Hornblendegranit, nicht auftreten" ³²⁾. Auch Bakker erwähnte diese Ziegeleigrube und gab folgendes Profil:

verlehmter und verschwemmter Löß	2—3 m
weiße und gelbweiße Sande und Schotter	} 6 m
weiße Tone, Sand	
rote Tone (lateritische Verwitterung des Granits)	5—6 m
anstehender Granit	

Gesamtmächtigkeit rund 15 m ³³⁾.

Schließlich sei noch eine neuere Arbeit von Brunnacker genannt, in der er auf diese Ziegeleigrube eingeht. Von dem langen Profil, das später noch wiedergegeben wird, interessieren hier nur die untersten 7 m. Er fand an der Basis „bis 500 cm grauen Gneiszersatz“ und darüber „bis 200 cm violett-roten, lehmig-tonigen, verwitterten Gneis“ ³⁴⁾. Diese vier Beschreibungen vermitteln einen Eindruck von der Entwicklung des Aufschlusses in den letzten fünfzig Jahren.

Die neue Grube der Hösbacher Ziegelwerke, die nur etwa 250 m von der Ziegelei Grün entfernt an der Straße nach Schöllkrippen liegt, zeigt das gleiche Material. Der mehr rot-violett gefärbte Gneiszersatz hat ebenfalls tonig-grusige Ausbildung, besitzt ein noch deutlich erkennbares Gneisgefüge und liegt auch hier in situ. Auftretende weißlich-graue Zersatzpartien haben den Farbwert 10 YR 8/2 in trockenem und 10 YR 7/2 in feuchtem Zustand. Die größte Mächtigkeit des Zersatzes befindet sich in der Nordwestecke der Grube dicht an der Straße und nimmt nach Osten und Süden rasch ab. Darüber liegen Solifluktionsschutt, Schotter, Kiese und Sande, Tone und verschiedene Löss in großer Mächtigkeit.

b) Vorkommen bei Goldbach

Die beiden Ziegeleigruben, die sich am nordwestlichen Ortsausgang von Goldbach auf dem Westufer des Goldbachtals befinden, liegen unmittelbar nebeneinander und haben etwa 20 m hohe Grubenwände. In der nördlichen Grube bildet die Wand die Begrenzung nach Westen und Süden. Während 1959 fast nur an der Westseite abgebaut wurde, verwendete

³²⁾ CREDNER 1922 S. 62—63.

³³⁾ J. P. BAKKER, Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. Utrecht 1930, S. 86.

³⁴⁾ K. BRUNNACKER, Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. Geol. Bav. 25 (1956), S. 39.

man in den vorhergehenden Jahren auch Material von der Südseite. Dazu hatte man an mehreren Stellen auf dem Boden der Grube Gleise gegen die Wand vorgetrieben und war dabei unter der mächtigen Lößdecke ebenfalls auf das rote, tonige Material gestoßen. In der Südwestecke ließ sich bei toniger, glimmerreicher, aber mehr grauer Ausbildung des Materials das Gneisgefüge noch besonders gut erkennen. Auf der Südseite herrschten rote, violette und gelbe Farben vor. Auch hier zeigte sich die Gneisstruktur besonders bei den violetten und grauen Partien sehr deutlich (Abb. 27 und 28). Klüfte und Quarzgänge ließen sich ebenfalls auffinden. Abweichend von den Verhältnissen in Hösbach war das Auftreten gelber, toniger Zonen, die in trockenem Zustand den Farbwert 10 YR 7/8 und in feuchtem Zustand den Wert 10 YR 6/6 der Munsell-Skala aufwiesen. Sie hatten eine sehr unregelmäßige Gestalt, besaßen eine Mächtigkeit von 2–30 cm und wechselten ständig mit rotem, tonigem, glimmerreichem Material ab. In dem roten, tonigen Zersatz fanden sich kugelige Reste relativ festen Gneises. Darunter folgte eine mehr graue Zone, die noch nicht so stark verwittert war und sehr viele einzelne Mineralien enthielt.

Die Wand der südlich davon gelegenen Grube Eisert besteht aus zwei Absätzen. Während der obere vorwiegend von Lößmaterial aufgebaut wird, enthält der untere nur Gneiszersatz, der hier mehr grusige Ausbildung hat. Im ersten Abschnitt des Beobachtungszeitraumes herrschten an dieser Wand graue bis bräunliche Farbtöne vor (Farbwert der Munsell-Skala 10 YR 7/2 in trockenem und 10 YR 5/3 in feuchtem Zustand). Durch den fortschreitenden Abbau waren in letzter Zeit in zunehmendem Maße violett-rötliche Partien aufgeschlossen. An der Stelle, wo die Wände der beiden Gruben zusammenstoßen, fanden sich, wie in der nördlichen Grube, wieder die rötlich, gelb und grau gefärbten Zonen, die in Streifen aufeinander folgten und hier ganz deutlich zeigten, daß es sich bei den verschiedenen Färbungen um verschiedene Gesteinspartien handelt.

Die übrigen Stellen, an denen sich Rotverwitterung findet, bieten nicht so große und interessante Aufschlüsse und auch keine anderen Erscheinungen. Sie wurden bereits im vorigen Kapitel kurz charakterisiert.

3. Datierung der Rotverwitterung

Die Beschreibung der Rotverwitterung im Aschaffgebiet sowie ein Rückblick auf die Entwicklung des Aufschlusses in der Ziegeleigrube Grün

machen nun eine Beschäftigung mit dem Problem der Datierung der Rotverwitterung möglich.

a) Bisherige Anschauungen

Zuerst sollen die Ansichten wiedergegeben werden, zu denen die bereits zitierten Autoren auf Grund der Verhältnisse kamen, die sie damals vorfanden.

Bücking beschrieb das Vorkommen nördlich von Hösbach in seiner Arbeit unter dem Kapitel über das Tertiär. Unter Berücksichtigung der von Flach bestimmten Käferfauna in den Tonen am Bahnhof Hösbach hielt er auch ein unterpleistozänes Alter für möglich³⁵⁾. „Weiter dürften noch hierher zu rechnen sein Tone von einer mehr rötlichen Farbe, welche, an 2 m mächtig aufgeschlossen, nördlich von Hösbach unter dem Löß hervortreten“³⁶⁾.

Credner erwog bereits 1922 den Gedanken, daß in dieser Gegend Zeugen eines Vorzeitklimas vorliegen könnten. „Hat der Wechsel der Klimate seit dem Oligozän die Bodengestaltung ungleich beeinflußt und sind Reste dieser verschiedenen Beeinflussungen noch vorhanden, so muß dies in einer gewissen zonaren Anordnung sowohl der Verwitterungsprodukte früherer Klimate, wie auch der Formen im Sinne des Stufenrückgangs erkennbar werden“³⁷⁾. Auf Grund der damaligen Aufschlußverhältnisse und Anschauungen kam er allerdings zu dem Ergebnis, daß Reste von alten Verwitterungsböden in den kristallinen Gebieten von Odenwald und Spessart nicht vorhanden sind.

An seine wiedergegebene Beschreibung der Verhältnisse bei Hösbach schloß Credner eine erklärende Deutung an und führte aus, daß die unregelmäßige Lagerung der Quarzite durch die Fließbewegungen der tonigen Massen im Winter und Frühjahr erklärt werden könne. „Wie diese Quarzite aber den Weg bis hierher zurückgelegt haben, bleibt schwer verständlich und ist wohl nur unter Zuhilfenahme der Vorstellung gewaltiger diluvialer Solifluktionvorgänge zu erklären, die diese Tone mit den eingeschlossenen Quarziten den mehrere Kilometer weiten Weg zurücklegen ließen. Diese Tone, ebenso wie die von ihnen eingeschlossenen Geschiebe scheinen hier also auf sekundärer Lagerstätte aufzutreten. Sicher haben

35) BÜCKING, S. 184.

36) Ebd. S. 191.

37) CREDNER 1922 S. XVI

solche Tone in einst weit größerer Ausdehnung die als ausgesprochene Tiefenzone in Erscheinung tretende Hösbachlandschaft erfüllt in einer Zeit, als in der Talung der Aschaff sich ebenfalls diese Tone anhäuften und schließlich von diluvialen Sanden eingedeckt wurden". Diese Tonvorkommen lassen den Schluß zu, „daß bereits zur Zeit ihrer Ablagerung, nämlich dem ältesten Diluvium, das Relief der Aschafflandschaft etwa dem heutigen glich“ ³⁸⁾.

Bakker nahm an, daß die in der Ziegelei auftretenden Tone jünger sind als das Tal des Hösbaches und hielt sie für mitteldiluviales Verwitterungsmaterial. „Vielmehr macht es den Eindruck, daß diese Tone (auch die roten) jünger sind als der Hösbach und sie also wie viele andere Tonvorkommen mitteldiluvialen Alters sind“ ³⁹⁾.

Brunnacker schloß sich noch 1956 den bisher dargelegten Ansichten an und glaubte auch mehr an ein diluviales Alter ⁴⁰⁾.

Alle vier genannten Autoren rechneten also mit einem alt- bzw. mittelpleistozänen Alter der roten Tone. Nur Bücking hielt auch eine noch ältere Entstehung für möglich. Diese Deutung wird verständlich, wenn man bedenkt, was die zitierten Autoren bei ihren Aufnahmen in der Grube vorfanden. Bücking und Credner erwähnten überhaupt nichts von tonig-grusiger Verwitterung des Gneises. Es muß deshalb angenommen werden, daß damals Tone aufgeschlossen waren, die sich wesentlich von dem heute anstehenden roten, tonig-grusigen Gneiszersatz unterschieden. Credner rechnete sogar damit, daß sich die Tone auf sekundärer Lagerstätte befinden. Man kann eine solche Auffassung heute nur erklären, wenn man annimmt, daß Bücking und Credner Tone beobachteten, die über dem heute aufgeschlossenen Gneiszersatz wahrscheinlich in der Nähe des Hösbaches lagen. Sehr gut stimmt damit die von Credner gemachte Bemerkung überein, daß diese Tone überall Verknetungen und Verquetschungen aufweisen, die nach heutiger Auffassung als kryoturbate Erscheinungen zu deuten sind. Solche Formen treten auch heute noch auf und werden weiter unten ⁴¹⁾ näher beschrieben. Die von Credner erwähnten weißen Tone und gebleichten Sande finden sich heute vorwiegend im Ost- und Nordteil des Grubengebietes. Die von ihm beobachteten sandigen Einlagerungen im Ton lassen auf fluviatilen oder solifluidalen Transport schließen, und die eckigen Quarzbrocken stammen wohl aus dem Kristallin. Es ist jedoch un-

38) CREDNER S. 62—63.

39) BAKKER 1930 S. 86—87.

40) BRUNNACKER 1956 S. 39.

41) Vgl. S. 103 ff.

wahrscheinlich, daß die roten Tone über mehrere Kilometer transportiert wurden, wie Credner meinte. Vermutlich handelte es sich um umgelagertes Material der hier und in der Umgebung auftretenden roten, tonigen Gneisverwitterung.

Bakker erwähnte als erster, daß die roten Tone durch lateritische Verwitterung des kristallinen Untergrundes entstanden sind und stellte diesen Prozeß in ein Interglazial des mittleren Pleistozäns. Ihm folgte Brunnacker, der gleichfalls erkannte, daß es sich um roten verwitterten Gneis handelt, der über grauem Gneiszersatz liegt.

b) Rückschlüsse auf Grund der Lagerungsverhältnisse

Die Änderung der Aufschlußverhältnisse und die Weiterentwicklung der Wissenschaft lassen das Problem der Datierung heute in einem anderen Lichte erscheinen. Aus der Beschreibung der Aufschlüsse und aus den aufgenommenen Profilen ⁴²⁾ geht hervor, daß der rote, tonige Gneiszersatz von Solifluktionsschutt, Schottern, Kiesen und Sanden, Tonen und Lössen überlagert wird. In dem Abschnitt über den Löß im Aschaffgebiet ist dargestellt, daß hier mehrere Löss übereinander vorhanden sind, die verschiedene Verlehmungs- bzw. Bodenbildungshorizonte enthalten und zum weitaus größten Teil aus der Würmeiszeit stammen. Die darunter liegenden Schichten, die in der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke an der Straße nach Schöllkrippen in großer Mächtigkeit aufgeschlossen sind, stellen Reste einer Talverschüttung dar und wurden spätestens in der Rißeiszeit abgelagert, wie in dem Kapitel über die pleistozäne Entwicklung des Aschafftales näher ausgeführt und begründet werden wird ⁴³⁾.

Die Aufschlüsse zeigen, daß die Oberfläche des roten, tonig-grusigen Zersatzes nicht horizontal liegt, sondern häufig ziemlich steil einfällt. Das deutet auf eine nachträgliche Zerschneidung des Verwitterungskörpers vor der Talverschüttung und der Lößbedeckung. Ein weiterer Hinweis darauf ist die Tatsache, daß die oberen Horizonte jener Bodenbildung in keinem Aufschluß mehr vorhanden sind. Es hat also vor der Ablagerung der über dem Zersatz liegenden Schichten eine kräftige Zerschneidung und Abtragung der ehemaligen Oberfläche stattgefunden.

Die Mächtigkeit des in Hösbach vorhandenen tonig-grusigen Zersatzes beträgt heute noch etwa 20 m. Dieser Zersatz stellt aber nur einen Ab-

⁴²⁾ Vgl. S. 31 ff. und Profile 1—7.

⁴³⁾ Siehe S. 65 ff.

schnitt der ursprünglich vorhandenen Verwitterungszone des Gneises dar. Rechnet man die übrigen inzwischen schon abgetragenen Horizonte wieder hinzu, dann ergibt sich ein sehr hoher Betrag für die ehemalige Bodenbildung. Die Entstehung einer derartig mächtigen Rotverwitterung in einer pleistozänen Warmzeit erscheint aber wegen der relativen Kürze der Interglaziale ziemlich ausgeschlossen. Daher liegt die Annahme nahe, daß die Rotverwitterung bis ins Tertiär zurückreicht und unter tropischen Bedingungen entstand.

c) Klimatische Bedingungen und Charakter der Rotverwitterung

Die aus der Art und der Mächtigkeit der Rotverwitterung gezogenen Schlüsse müssen nun auf ihre Richtigkeit geprüft werden. Zunächst ist die Frage zu stellen, unter welchen klimatischen Bedingungen eine Rotverwitterung, wie sie im Aschaffgebiet auftritt, überhaupt möglich ist. Der rote, tonig-grusige Gneiszersatz ist das Ergebnis einer intensiven chemischen Verwitterung, die viel Wärme und Feuchtigkeit erforderte. „Nach Krynine kommt es zur Rotfärbung bei Jahrestemperaturen von über 16° und Niederschlägen über 1000 mm bei silikatischen Gesteinen, bei Niederschlägen über 635 mm bei karbonatischen Gesteinen“⁴⁴⁾. Da der Wert von 16° von Krynine als untere Temperaturgrenze für die Rotfärbung angesehen wird, der Zersatz von Hösbach aber das Ergebnis einer sehr intensiven chemischen Verwitterung darstellt⁴⁵⁾, dürften für seine Entstehung wohl höhere Temperaturwerte anzusetzen sein.

Ein Vergleich mit heutigen Bodenbildungen zeigt, daß der Zersatz von Hösbach unter tropischen oder mindestens sehr warmen und feuchten subtropischen Bedingungen entstanden sein muß. Aus Kolumbien, einem Gebiet mit einwandfrei tropischem Klima, beschrieb Wilhelmy rötliche Lehm Böden, „die in den anstehenden, völlig verwitterten Granit übergehen. In dieser Zersatzzone sind die einzelnen Kristalle noch klar zu erkennen, aber so mürbe, daß die sich fettig anfühlende Masse wie Griebenschmalz mit dem Messer zerschnitten werden kann. Selbst der Quarz bietet keinen Widerstand und zerbröckelt unter den Fingern“⁴⁶⁾. Diese Beschreibung trifft in allen Einzelheiten ganz genau auch auf den roten, tonig-grusigen Zersatz von Hösbach zu.

44) M. SCHWARZBACH, Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1961, S. 18.

45) Vgl. S. 40

46) H. WILHELMY, Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig 1958, S. 20.

Aber die makroskopische Übereinstimmung allein genügt nicht. Sie muß durch chemische, schwermineralogische und röntgenographische Analysen ergänzt werden.

Schon 1926 untersuchte Blanck die roten Verwitterungsrinden im Harz und schrieb darüber: „Außerordentlich nahe liegt es nun, einen Vergleich unserer roten Grauwackenerden mit den eigentlichen Roterden anzustellen. Was die chemische Zusammensetzung betrifft, so sind wir keineswegs in der Lage, einen Unterschied aufzufinden, denn es sind Roterden bekannt geworden, die einen noch höheren Gehalt an SiO_2 und einen niederen an Al_2O_3 bei gleichem oder niederm Gehalt an Fe_2O_3 als die unseren aufzuweisen haben. Auch in Bezug auf Hygroskopizität verhalten sie sich nicht wesentlich anders, wie der Wert 6,80 für den roten Lehm aus dem Bach und 6,39 für den Andreasberger Boden dartut“⁴⁷⁾. Trotzdem zog Blanck den Schluß, daß man „vorsichtiger in der Bewertung rotgefärbter Bodenarten als Repräsentanten besonderer Klimate oder Verwitterungserscheinungen“ sein muß⁴⁸⁾.

In der Tat hat sich in den letzten Jahrzehnten, insbesondere durch die schnelle Entwicklung der Bodenkunde und die Vielzahl von Untersuchungen tropischer Böden herausgestellt, daß der Aussagewert chemischer Bauschanalysen nicht sehr groß ist. Es wurde deshalb bewußt davon abgesehen, Bauschanalysen des roten, tonigen Zersatzes von Hösbach anzufertigen, da auch so bereits gesagt werden kann, daß das tonige Material sehr viel Al_2O_3 und wenig SiO_2 enthält.

Ergebnisse mit wesentlich bedeutenderem Aussagewert liefern dagegen röntgenographische und schwermineralogische Untersuchungen. Auch gegen diese Methoden und besonders gegen die Deutung der Ergebnisse sind von verschiedenen Seiten Bedenken vorgebracht worden. Die Diskussion darüber ist noch nicht abgeschlossen. Absolute Beweiskraft haben solche Ergebnisse daher auch nicht, doch stellen sie wesentliche Elemente bei der Deutung von Befunden und der Stützung von Ansichten dar. Die Tone der Grube Grün in Hösbach wurden im Physisch-Geographischen Institut der Universität Amsterdam röntgenographisch und schwermineralogisch untersucht⁴⁹⁾. Die Untersuchung auf Tonmineralien lieferte bei drei Proben folgende Werte:

47) E. BLANCK, F. ALTEN, F. HEIDE, Über rotgefärbte Bodenbildungen und Verwitterungsprodukte im Gebiet des Harzes. *Chemie der Erde* 2 (1926), S. 132.

48) Ebd. S. 133.

49) Die Ergebnisse stellte mir entgegenkommenderweise Herr Professor Dr. J. P. BAKKER, Amsterdam, zur Verfügung. Vgl. auch BAKKER 1960, S. 84.

Probe	Montmorillonit	Chlorit	Illit	Hydrobiotit	Kaolinit	Quarz	T-Wert
Weißer Ton	5 %	—	10 (+ musc.)	—	80	5	19
Lilaroter verwitterter Gneis	—	—	10 (+ musc.)	—	80	10	
Weißer Ton auf verwittertem Gneis	10	—	5	—	80	5	21

Auffallend ist neben dem geringen Quarz- besonders der hohe Kaolinitgehalt. Die weißen Tone enthalten zusätzlich Montmorillonit und alle drei Proben etwas Illit, der wahrscheinlich in Kombination mit primärem Muskovit auftritt ⁵⁰⁾.

Die Untersuchung der Schwermineralien ergab von drei Proben folgendes Bild:

Probe	Opak	Alterit	Zirkon	Turmalin	Rutil	Anatas	Granat	Staurolit	Disthen	Andalusit	Sillimanit	Epidot	Zoisit	Hornblende, grün	Hornblende, braun	Titanit	Diopsid
1	32	34	59	1	7	9	1	13	—	2	—	6?	—	—	—	—	2
2	13	15	64	2	6	22	—	1	—	1	—	1	2	—	—	1	—
3	9	14	63	1	9	22	1	1	—	—	—	1	—	—	—	1	1

Das Ergebnis beweist eine intensive chemische Verwitterung des Materials. Viele Schwermineralien sind nur in geringer Anzahl vertreten oder fehlen ganz. Hornblende, die leicht verwittert, ist gar nicht vorhanden. Auch Titanit gehört zu den rasch verwitternden Mineralien und ist fast verschwunden. Zirkon dagegen, das der Verwitterung hartnäckig Widerstand leistet, ist in allen drei Proben mit weitem Abstand am meisten vertreten. Bei der Untersuchung von Granitverwitterungsmaterial aus Surinam fand Bakker in den Schwermineralien ebenfalls einen sehr hohen Zirkonanteil ⁵¹⁾.

50) Freundliche briefliche Erläuterung von Herrn Professor Dr. J. P. BAKKER.

51) J. P. BAKKER, Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. Tag. Ber. u. wiss. Abh. d. dt. Geogr. Tag. Würzburg 1957, S. 19.

Aus den Ton- und Schwermineralanalysen ergibt sich, daß der tonig-grusige Zersatz von Hösbach das Ergebnis einer sehr intensiven chemischen Verwitterung darstellt, die typisch für tropische Verhältnisse ist. Dieser Schluß war auch bereits auf Grund der heute noch vorhandenen großen Mächtigkeit der Rotverwitterung gezogen worden und kann damit als gesichert angesehen werden.

Der Versuch, den besonderen Charakter der Rotverwitterung von Hösbach noch näher zu bestimmen, stößt vor allem deswegen auf Schwierigkeiten, weil nur noch die unteren Zonen der ehemaligen mächtigen Bodenbildung vorhanden sind. Da die oberen Horizonte vollständig der Abtragung zum Opfer fielen, kann man jetzt nur noch sagen, daß es sich um eine Rotverwitterung mit lateritischem Charakter gehandelt hat. Bei dem heutigen Stande der tropischen Bodenkunde und unter Berücksichtigung der Tatsache, daß der Begriff „Laterit“ von verschiedenen Autoren in ganz verschiedener Bedeutung gebraucht wird, ist selbst bei vollständigen Bodenprofilen die Entscheidung oft schwierig, ob es sich um Laterit handelt oder nicht.

Besonders eingehend hat sich Harrassowitz mit dem Lateritproblem beschäftigt und in ausführlichen Darstellungen das zu seiner Zeit bekannte Material über den Laterit zusammengetragen⁵²⁾. „Die Lateritprofile gehören zu den mächtigsten Bodenbildungen, die wir auf der Erde kennen. Sie können bis über 60 m Tiefe erreichen“⁵³⁾. Ein vollständiges Lateritprofil besteht aus vier Hauptabschnitten: 1) Eisenkruste, 2) Fleckenzone, 3) Zersatz- oder Bleichzone, 4) anstehendes, festes Gestein. Im Rahmen dieser Arbeit interessiert vor allem die Zersatzzone, da sie im Aschaffgebiet teilweise noch erhalten ist. Nach Harrassowitz ist die Zersatzzone weiß, bröckelig, zerreibbar, erscheint tonig und enthält Reste frischen oder zersetzten Gesteins. Der Ausdruck „Ton“ für dieses Material „ist besser zu vermeiden, denn das Bezeichnende dieser Zone ist, daß zwar eine starke chemische Umwandlung eintrat, aber die Textur des frischen Gesteins noch durchaus erhalten ist“⁵⁴⁾. Das Material „ist ganz weich, mit dem Messer schneidbar, es ist hell bis grau, nach oben hin kreß gefärbt“⁵⁵⁾. „Schieferungsflächen, Einschlüsse, Quarzgänge sind oft wie in frischem Gestein zu

52) H. HARRASSOWITZ, Laterit, Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Fortschr. d. Geol. u. Pal. 4, 14 (1926), S. 253–566 und derselbe, Böden der tropischen Regionen. In: Handbuch der Bodenlehre; hg. von E. BLANCK, III 1930, S. 362 bis 436.

53) HARRASSOWITZ 1930, S. 388–389.

54) Ebd. S. 389.

55) Ebd. S. 416.

sehen“. „Nach oben hin verliert sich die ursprüngliche Struktur langsam. Allmählich stellen sich Flecken in allen möglichen Farben wie rot, violett, gelb, blau ein, und wir kommen in den Bereich der Anreicherungszone“⁵⁶⁾. In den einfachsten Fällen wandelt sich das Gestein nach oben in einen hochdispersen Rotlehm um. Bei allitischem Zersatz ist der Übergang zum anstehenden frischen Gestein ganz scharf. „Ist der Zersatz als Siallit ausgebildet, so findet sich ein allmählicher Übergang. Das frische Gestein verwittert kugelförmig, zunächst sind noch frische Kerne vorhanden, die nach oben hin aber ganz verschwinden“⁵⁷⁾. In Vorderindien und Madagaskar aufgenommene Profile zeigen Zersatzzonen bis zu einer Mächtigkeit von 15 m⁵⁸⁾.

Ein Vergleich dieser Ausführungen mit dem Zersatz von Hösbach und Goldbach führt zu vielfältiger Übereinstimmung. Da der Zersatz allmählich in das feste Gestein übergeht und kugelförmige Reste nicht so stark verwitterten Gneises enthält⁵⁹⁾, dürfte bei Hösbach und Goldbach eine siallitische Verwitterung mit lateritischem Charakter vorliegen.

Die Frage, wann man von einem „echten Laterit“ sprechen kann, und wann nur von „lateritischer Verwitterung“, ist gegenwärtig wieder sehr umstritten. Der Versuch von Harrassowitz, mit Hilfe der *ki*- und *ba*-Werte echte Laterite zu bestimmen, ist heute als überholt anzusehen⁶⁰⁾. Neue Anschauungen und neue Untersuchungen haben das Lateritproblem sehr kompliziert gemacht⁶¹⁾. Da bisher keine Einigung über diese Frage erzielt werden konnte, sind auch neuere Definitionen des Laterits sehr allgemein gehalten: „There appears to be some justification for defining it, in a general sense, as the leaching out and elimination of SiO_2 , alkali, and alkaline earths and the concentration, in their hydrated form, of iron and aluminium oxyde“⁶²⁾.

56) HARRASSOWITZ 1930, S. 389.

57) Ebd. S. 416.

58) Ebd. S. 390.

59) Vgl. S. 34.

60) Vgl. I. A. PRESCOTT und R. E. PENDLETON, Laterite and lateritic soils. Comm. Bur. Soil Sci. Tech. Comm. 47, S. 51 ff., und E. C. J. MOHR, F. A. van BAREN, Tropical Soils. The Hague 1954.

61) Vgl. W. L. KUBIENA, Neue Beiträge zur Kenntnis des planetarischen und hypsometrischen Formenwandels der Böden Afrikas. Stuttgarter Geogr. Stud. 69 (1957), S. 52 ff., und J. SETZER, Os Solos Do Municipio de Sao Paulo. Boletim Paulista de Geografia No. 20, S. 3–30, No. 22, S. 26–54, No. 24, S. 35–56.

62) MOHR, van BAREN, S. 353.

d) Rekonstruktion des Klimas im Pleistozän und Jungtertiär

Nachdem sich herausgestellt hat, daß die Rotverwitterung im Aschaffgebiet lateritischen Charakter trägt und in einem warm-feuchten, tropisch-subtropischen Klima entstanden ist, soll überprüft werden, wann in unseren Breiten ein solches Klima geherrscht haben kann. Zunächst muß man die Frage aufwerfen, ob es sich möglicherweise um eine postvariskische, mit der präpermischen Rumpfflächenbildung in Zusammenhang stehende Verwitterung handeln könnte, für die sich ein noch tropisch warmes Klima aus paläobotanischen Gründen ableiten läßt.

In der Tat hat Weidmann 1929 in dem „Hösbacher Bruch“ südlich des Gräfenbergs kaolinisierten Gneiszersatz unter Zechstein und dicht daneben an der Seilbahnstation frischen Gneis unter Zechstein gefunden. In dem fast rein weißen Zersatz waren die Feldspäte siallitisiert. Nach der Tiefe zu nahm die Siallitisierung ab. Diese Verwitterung ist nach Weidmann präoberpermisch und gehört zur präoberpermischen Rumpffläche. Die chemische Untersuchung ergab beim Zersatz gegenüber dem frischen Gneis „eine Abnahme des Alkalis, Kalks, Magnesiums und eine Zunahme des Wassergehalts und der Kieselsäure“ sowie des Al_2O_3 . Diese Zunahme des Al_2O_3 spricht „für beginnende Siallitisierung und damit für die allgemein angenommene Kaolinisierung der vorpermischen Oberfläche“⁶³).

In Verbindung damit gewinnt ein Fund besonderes Interesse, der in den letzten Jahren etwa 15 km von dieser Stelle entfernt im Buntsandsteinspessart gemacht wurde. Bei der Anlage eines Flußspatschachtes bei Neuheiten, ungefähr 4 km südlich von Heigenbrücken, fand man in einer Tiefe von ca. 70 m einen Granit unter dem Buntsandstein, dessen Feldspäte vollständig kaolinisiert waren.

Man kann sich Weidmanns Auffassung anschließen und beide Kaolinisierungen als Reste der präoberpermischen Verwitterung ansehen. Doch ist die Erhaltung einer so alten Verwitterungsdecke in größerem Umfang über derartig lange Zeiträume und Abtragungsperioden recht unwahrscheinlich. Im kristallinen Spessart liegt der Zechstein meistens auf unzersetztem Gestein. Alte Verwitterungsreste aus präoberpermischer Zeit können sich nur an wenigen Stellen unter günstigen Bedingungen erhalten haben.

Das besagt jedoch noch nichts über das Alter der Gneisverwitterung bei Hösbach. Die von Weidmann südlich des Gräfenberges und auch die neuer-

63) WEIDMANN, S. 14.

dings unter dem Buntsandstein bei Neuhütten gefundene Kaolinisierung ist heute noch von Zechstein bzw. Buntsandstein überlagert. Bei Hösbach und Goldbach hat aber der Gneis nach der Abtragung des Buntsandsteins die Oberfläche gebildet und unterlag damit einer jüngeren Verwitterung. Falls also Reste einer präoberpermischen Verwitterung hier vorhanden waren, so sind sie in den vom Zechstein und Buntsandstein befreiten Gebieten sicher in die jüngere Verwitterung einbezogen worden.

Diese Verwitterung aber besitzt tropisch-subtropischen Charakter. Damit scheidet das Pleistozän als mögliche Entstehungszeit praktisch bereits aus. Da indessen die meisten Autoren den Hösbacher Tonen und dem Zersatz ein pleistozänes Alter zugeschrieben haben, müssen etwas eingehender die Gründe untersucht werden, die eine solche Datierung aus paläoklimatischen Gründen ausschließen.

Aus den Lagerungsverhältnissen, aus denen sich eine in die Prärißzeit zu verlegende Zerschneidung des roten Zersatzes ergibt, war bereits zu entnehmen, daß aus morphologischen Gründen allenfalls ein frühpleistozänes Alter für die Ausbildung des mächtigen Verwitterungsprofils in Frage kommen könnte. Hat es in diesem Abschnitt eine Klimaperiode mit hinreichender Wärme und von einer die Mächtigkeit der Rotverwitterung erklärenden hinreichenden Dauer gegeben?

Zur Rekonstruktion der Vorzeitklimata werden nach Schwarzbach Fossilien, Sedimente und physikalische Methoden verwendet. Besonders wichtig für Rückschlüsse auf das Klima der pleistozänen Warmzeiten ist die Paläobotanik, denn durch eine große Anzahl von Fossilien und durch die in den letzten Jahren stark ausgebauten Pollenanalyse ist der Pflanzenwuchs der Interglaziale ziemlich genau bekannt. Einschränkend muß jedoch hinzugefügt werden, daß auch die Heranziehung von Fossilien als Klimazeugen gewisse Unsicherheiten in sich birgt, da Pflanzen und Tiere sich dem Klima anpassen können, Fossilien teilweise auf sekundärer Lagerstätte liegen, nur bestimmte Fossilien erhalten bleiben usw.

Die Untersuchungen ergaben, daß die pleistozänen Warmzeiten wärmer als das gegenwärtige Klima waren, in den einzelnen Interglazialen aber verschieden hohe Temperaturen herrschten. Die älteren Warmzeiten waren länger und wärmer als die jüngeren. Als wärmstes Interglazial „wird das D-Interglazial zwischen Mindel- und Rißeiszeit angesehen (Gams), das an verschiedenen Orten Blattreste von tertiären Arten hinterlassen hat, wie *Laurus canariensis*, *Ficus carica* und *Cercis siliquastrum* an französischen Fundorten oder *Pterocarya fraxinifolia* in Cannstadt⁶⁴). Es ist sicher, „daß

die Arten des ausgehenden Tertiärs, von denen einige die erste, andere auch noch die zweite Eiszeit in irgendeinem Rückzugsgebiet überstanden und dann in der folgenden Zwischeneiszeit wieder zuwanderten, ihrem Schicksal doch nicht entgehen konnten. Sie erlagen schließlich der letzten Kältewelle“⁶⁵⁾. Auch Firbas erwähnte, daß sich einige pliozäne Arten noch bis ins letzte Interglazial erhalten haben⁶⁶⁾.

Die oben aufgeführten Pflanzen finden sich heute vorwiegend im mediterranen Klima. Danach kann man annehmen, daß die Temperaturen der Interglazialzeiten denen des heutigen mediterranen Klimas sehr ähnlich waren und Feuchtigkeit in ausreichendem Maße zur Verfügung stand.

Sieht man zunächst von der Hösbacher Rotverwitterung ab, so erhebt sich die Frage, ob es in solchem Klima in unseren Breiten zu einer Rotverwitterung gekommen ist, die einwandfrei als pleistozän datiert werden kann. Tatsächlich sind Rotverwitterungen pleistozänen Alters in Europa nachgewiesen. Besonders zu erwähnen ist in diesem Zusammenhang die Ferretoverwitterung am Südrand der Alpen, die bereits von A. Penck eingehend untersucht wurde. Seitdem ist der Begriff des Ferreto von verschiedenen Autoren für die verschiedensten rotgefärbten Bodenbildungen gebraucht worden. Die eigentliche Ferretoverwitterung, die durch eine weitgehende Entkalkung und durch eine gründliche Zersetzung des Schottermaterials gekennzeichnet ist, hat im großen Interglazial, der Mindel-Riß-Warmzeit, stattgefunden und die mindeleiszeitlichen Ablagerungen betroffen. Nach Fränze erreichen die Ferretoprofile eine Mächtigkeit von 4–6 m⁶⁷⁾. Die von A. Penck gefundene Ferretomächtigkeit von 75 m⁶⁸⁾ stellt ein in einem Sammelbecken abgelagertes Bodensediment dar, „da es ausgeschlossen ist, daß derart mächtige Verwitterungsprofile in einem — wenn auch vergleichsweise sehr langen — Interglazial entstehen können“⁶⁹⁾.

Somit steht fest, daß es in Norditalien während des wärmsten Interglazials zu einer bedeutsamen Rotverwitterung gekommen ist. Sie betraf in erster Linie das Schottermaterial der altpleistozänen Schwemmkegel. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß wir uns hier einige Breitengrade südlicher befinden. Die Temperaturen in der Mindel-Riß-Warmzeit dürften im

64) W. GOTHAN, H. WEYLAND, Lehrbuch der Paläobotanik. Berlin 1954, S. 502.

65) Ebd. S. 502.

66) F. FIRBAS, Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee. Erdk. 5 (1951), S. 12.

67) O. FRÄNZE, Untersuchungen über Ablagerungen und Böden im eiszeitlichen Gletschergebiet Norditaliens. Erdk. 13 (1959), H. 4, S. 47–55 (TROLL-Festschrift).

68) A. PENCK, E. BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901–1909, S. 767.

69) FRÄNZE, S. 50.

Spessartgebiet nicht so hoch gewesen sein wie in Norditalien. Außerdem hat die Dauer der pleistozänen Warmzeiten für eine so tiefgründige Zersetzung und Kaolinisierung, wie sie die Profile von Hösbach zeigen, schwerlich ausgereicht. Eine bedeutende Rotverwitterung, die einwandfrei aus dem Pleistozän stammt, ist im mitteleuropäischen Raum nördlich der Alpen bisher nicht gefunden worden. Wohl gibt es rötlich gefärbte Bodenbildungen aus den pleistozänen Warmzeiten⁷⁰⁾, doch kann man sie mit der Rotverwitterung von Hösbach gar nicht vergleichen.

Nachdem das Klima der pleistozänen Warmzeiten für die Entstehung der Rotverwitterung von Hösbach nicht herangezogen werden kann, gilt es zu prüfen, ob und wann im Tertiär günstige klimatische Bedingungen für die Bildung einer solchen Rotverwitterung bestanden.

Die bisherigen paläoklimatischen Untersuchungen haben ergeben, daß während des größten Teils des Tertiärs in Mitteleuropa tropisches Klima mit hohen Temperaturen und großer Feuchtigkeit herrschte. Die hohe Feuchtigkeit wird durch die ausgedehnten Braunkohlenlagerstätten bewiesen. Es gab aber auch trocknere Perioden, die nach Schwarzbach im unteren Oligozän und Obermiozän besonders ausgeprägt waren. Im Pliozän ist wieder mit geringeren Niederschlägen zu rechnen⁷¹⁾.

Für die Temperaturen werden unterschiedliche Werte angegeben. Nach Harrassowitz betrugen die Jahresmittel der Lufttemperatur in Deutschland im Oligozän 20° , im Miozän $19-17^{\circ}$, im Pliozän $17-14^{\circ}$ ⁷²⁾. Jessen nahm an, daß im Miozän im Jahresmittel Temperaturen von 22° herrschten, die gegen Ende des Miozäns auf $18-19^{\circ}$ zurückgingen⁷³⁾. Schwarzbach rechnete mit Jahresmitteln der Lufttemperatur von 21° im Eozän bei London, von 18° im Oligozän bei Köln, von 16° im Miozän am Bodensee und von 14° im Pliozän bei Frankfurt am Main⁷⁴⁾. Nach Brinkmann fand die stärkste Erwärmung im Mitteleozän statt, und im Oligozän begann die Abkühlung, die gegen Ende des Tertiärs einen Betrag von etwa 10° erreichte⁷⁵⁾.

Aus den verschiedenen Untersuchungen läßt sich wahrscheinlich ungefähr folgender Klimaablauf für die Tertiärzeit ableiten: Im Alttertiär herrschte

70) Vgl. BAKKER 1960, S. 82 und A. SEMMEL, Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald. Frankf. Geogr. Hefte 37 (1961), S. 452.

71) Vgl. R. v. KOENIGSWALD, Die Klimaänderung im Jungtertiär Mitteleuropas und ihre Ursachen. Z. f. Geschiebeforschg. 1930, S. 11-21, und BAKKER 1960, S. 82.

72) HARRASSOWITZ 1926, S. 544 ff.

73) O. JESSEN, Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. Z. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1938, S. 38 ff.

74) SCHWARZBACH, S. 144 ff.

75) R. BRINKMANN, Abriß der Geologie. Stuttgart 1959, S. 269.

ein wechselfeuchtes, tropisches Klima mit Jahresmitteln der Lufttemperatur von über 20°. Auf ein trocken-heißes Steppenklima im Mitteloligozän folgte von Oberoligozän bis Unterpliozän ein tropisch-subtropisches, wechselfeuchtes Klima, das nach Jessen mit sommerlicher Regenzeit und winterlicher Trockenzeit dem der heutigen tropischen Feuchtsavannen sehr ähnlich war⁷⁶⁾. Auch Brinkmann hob hervor, daß die Jahreszeiten im Tertiär deutlich ausgebildet waren⁷⁷⁾. Auf Grund der Zusammenstellung der wesentlichen Fossilien aus den deutschen Tertiärfloren kam Harrassowitz zu dem Schluß, daß in der Zeit vom Oberoligozän bis Unterpliozän keine wesentliche Klimaänderung eingetreten sein kann⁷⁸⁾. Die Temperaturen lagen im Jahresmittel um 20° und gingen gegen Ende dieser Periode etwas zurück. Nach Brinkmann verschwanden die Palmen aus Süddeutschland erst am Anfang des Pliozäns⁷⁹⁾. Die Winter müssen jedoch teilweise ziemlich kühl gewesen sein, worauf Frostspuren an den Blättern aus dem Miozän bei Senftenberg hinweisen. Jessen hob hervor, daß diese Tatsache mehr auf ein subtropisches Klima schließen lasse⁸⁰⁾. Harrassowitz sah darin einen kontinentalen Klimaeinschlag, der sich in der Niederlausitz bereits bemerkbar machte⁸¹⁾. Im Pliozän haben bei allmählicher weiterer Abkühlung wahrscheinlich schon beachtliche Schwankungen als Vorläufer der quartären Klimaschwankungen stattgefunden⁸²⁾. Diese Abkühlung hat nach neuerer Auffassung bereits im Pliozän beträchtliche Ausmaße angenommen. „A considerable fall in temperature and precipitation took place already in the pontic period (lower pliocene)“⁸³⁾. Trotzdem war das Klima allgemein noch wesentlich wärmer als heute.

Nach Büdel herrschte mindestens noch in sarmato-pontischer Zeit, wahrscheinlich aber auch noch im Unterpliozän, im Maingebiet ein tropisches Flächenspülklima, und der „Umbruch“ zur linienhaften Zerschneidung erfolgte erst im Laufe des Oberpliozäns⁸⁴⁾.

Damit ergibt sich, daß während des Jungtertiärs vor allem im Miozän günstige Klimabedingungen für die Entstehung von Rotverwitterung herrschten. Zusammenfassend kann man sagen, daß die Rekonstruktion des

76) JESSEN 1938, S. 38 ff.

77) BRINKMANN, S. 269.

78) HARRASSOWITZ 1920, S. 554 ff.

79) BRINKMANN, S. 269.

80) JESSEN 1938, S. 40 ff.

81) HARRASSOWITZ 1926, S. 556.

82) SCHWARZBACH, S. 149.

83) BAKKER 1960, S. 82. Vgl. auch A. WIRTHMANN, Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. Würzb. Geogr. Arb. 9 (1961), S. 34.

84) BÜDEL 1957, S. 5–46.

Klimas den aus den Lagerungsverhältnissen und der erhaltenen Mächtigkeit des roten, tonigen Zersatzes gezogenen Schluß vollauf bestätigt hat. Auf Grund der paläoklimatischen Untersuchungen ist es am wahrscheinlichsten, daß die Rotverwitterung im Aschaffgebiet unter tropisch-subtropischen Bedingungen im Jungtertiär — vermutlich im Miozän oder Pliozän — vor sich ging.

e) Vorkommen von tertiärer Rotverwitterung in Mitteleuropa

Sind bedeutende Rotverwitterungen, die einwandfrei aus dem Pleistozän stammen, in Mitteleuropa bisher nicht gefunden worden, so gibt es in diesem Raum doch verschiedene Gebiete, die eine ganz beachtliche tertiäre Rotverwitterung aufweisen.

Aus der näheren Umgebung des Spessarts ist hier an erster Stelle der Vogelsberg zu nennen, wo die Rotverwitterung besonders im Westteil verbreitet ist. Nach Harrassowitz handelt es sich um Laterite, die über dem anstehenden Gestein Zersatz und Roterde aufweisen. Der Zersatz ist im unteren Teil grau, darüber bunt gefärbt. Das Alter dieser Lateritisierung ist durch das Auftreten der Basalte einwandfrei zu bestimmen. Die Laterite entstanden im Obermiozän und wurden bereits im Pliozän wieder zerstört⁸⁵⁾.

Auch Schönhals beschäftigte sich mit den lateritischen Böden im Vogelsberg und nahm an, daß die ursprüngliche Mächtigkeit dieser Verwitterung 50–80 m betrug⁸⁶⁾.

Aus dem Harz beschrieb Harrassowitz rot verwitterte Grauacke zwischen Andreasberg und Sonnenberg und stellte sie ins Pliozän⁸⁷⁾.

In jüngerer Zeit hat sich Hövermann mit der Frage der Rotverwitterung im Harz beschäftigt. „Auf dem Acker, im Siebergebiet und im Okerbecken tritt, meist nur noch als Verwitterungsrinde in gröberen Blöcken zu erkennen, eine Rotverwitterung auf, die von gelber bis gelbbrauner Farbe bis zu ziegelrot hinüber spielt. Stellenweise auf dem Acker sind auch Tone von roter Farbe erhalten“. „Ausgesprochene rote Verwitterungsböden beobachtete ich am Langfast zwischen Sieber und Lonau (etwa 600 m) auf Grauacke, am Sonnenberg (etwa 800 m) auf Hornfels, an der Acker-

85) HARRASSOWITZ 1926, S. 466.

86) E. SCHÖNHALS, Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Abh. d. Hess. LA f. Bodenforsch. 2 (1954), S. 31.

87) H. HARRASSOWITZ, Fossile Verwitterungsdecken. In: Handbuch der Bodenlehre; hg. von E. BLANCK, IV 1930, S. 280.

straße (etwa 700 m) auf Quarzit und Tonschiefer sowie auf und unterhalb der Hochfläche von St. Andreasberg (600–700 m) im Granit“⁸⁸⁾. Hövermann schrieb „die Verwitterung ziemlich sicher als fossil einem wärmeren tertiären Klima“ zu⁸⁹⁾. Als weiteren Beweis für das prädiluviale Alter der Rotverwitterung führte er an, daß altdiluviale Schotter unverwittert sind. Bei dem Versuch, die Verwitterung noch genauer zu datieren, kam er auf ein mio-pliozänes Alter der Lateritisierung.

Schick beschrieb Klippen vom Ramberggebiet des Harzes mit Wollsackform und schaliger Absonderung und führte die Zwiebelstruktur, die Wollsack- und Grusbildung auf jungtertiäre Verwitterung zurück⁹⁰⁾.

Auch aus dem Maingebiet sind Rotverwitterung und fossile Bodenbildungen bekannt geworden. A. Wurm beschrieb tiefgründige Verwitterung des Muschelkalks mit zum Teil rot gefärbtem Grus. Trusheim, der die Erscheinungen bei Karlstadt am Main fand, hielt die tiefgründige Verwitterung für miozän bis alttertiär, die darüber lagernde Schotterdecke für pliozän⁹¹⁾. Valetton berichtete von fossilen Bodenbildungen und Rotverwitterung auf Muschelkalk an der Sohle des Maintales. Sie stellte diese Verwitterung ins Pliozän, vermutlich Oberpliozän, „da Verwitterungsdecken solcher Tiefe und Intensität aus dem Pleistozän ungewöhnlich sind“⁹²⁾. Da diese Verwitterungen auf Kalk liegen, für Rotverwitterung auf Kalk aber andere klimatische Voraussetzungen gelten, ist ein direkter Vergleich mit der Gneisverwitterung im Aschaffgebiet nicht möglich.

Aus dem Untermaingebiet beschrieb Wenz bauxitisch oder kaolinig zer setzte Trappdecken, deren Verwitterung er ins Unterpliozän stellte⁹³⁾.

Im Schwarzwald fand Schrepfer bei seinen Untersuchungen ebenfalls eine vorglaziale Verwitterungsrinde, die „als tiefgründiger, unter der Hand leicht zerbröckelnder Grus“ ausgebildet ist⁹⁴⁾. Wie im Harz und im Maingebiet wird auch hier diese Verwitterungsrinde von diluvialen Ablagerungen überdeckt.

88) J. HÖVERMANN, Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. Gött. Geogr. Abh. 2 (1949), S. 40–41.

89) Ebd. S. 42.

90) M. SCHICK, Fragen des periglazialen Formenschatzes im Harz. Z. f. Geomorph. NF 2 (1958), S. 101–110.

91) F. TRUSHEIM, Zur Morphologie und Flußgeschichte des Mains im Tertiär und Diluvium. Z. d. dt. Geol. Ges. 87 (1935), S. 603–607.

92) I. VALETON, Fossile Bodenbildungen an der Sohle des Maintales. Geol. Bav. 25 (1956), S. 50.

93) W. WENZ, Tertiäre Verwitterungsrinden im Mainzer Becken. Z. d. dt. Geol. Ges. 76 (1924) B, S. 215–222.

94) H. SCHREPFER, Oberflächengestalt und eiszeitliche Vergletscherung im Hochschwarzwald. Geogr. Anz. 1926, S. 201.

Im oberösterreichischen Grundgebirge stellte Pippan roten Granitgrus unter oberpliozänen Quarzschottern fest. Damit war ganz eindeutig tertiäre rotgefärbte Vergrusung im Alpenraum nachgewiesen. „Die Grusprofile entstanden nach dem Rückzug des miozänen Meeres vom oberen Mittelmiozän bis ins Frühpliozän unter dem Einfluß eines warmen, feuchten Klimas“⁹⁵⁾.

Auf der Nordseite der Ardennen gibt es Gelb-Rot-Verwitterung, die von Oberpliozän überlagert wird. Sie wird deshalb als Unter- oder Mittelpliozän angesehen. „The depth of this red yellow weathering to more than 10 m might also suggest a mainly pontic or rather pre-pontic weathering, implying that the peneplain in question must at least be of sarmato-pontic age“⁹⁶⁾. Die dort untersuchten Tone haben einen Kaolinitgehalt von 50 % und mehr.

Aus all diesen Untersuchungen geht hervor, daß sich unter günstigen Bedingungen und an besonders geschützten Stellen Reste von jungtertiärer, und zwar miozäner bis pliozäner Rotverwitterung in verschiedenen Gegenden Mitteleuropas erhalten haben. Zum Teil besteht große Ähnlichkeit mit der Rotverwitterung im Aschaffgebiet. Diese Vorkommen stützen die aus den bisherigen Darlegungen über die Datierung des roten, toniggrusigen Zersatzes von Hösbach abgeleitete Auffassung. Da die dem kristallinen Spessart benachbarten Vorkommen lateritischer Verwitterung im Vogelsberg und bauxitisch-kaoliniger Verwitterung der Trappdecken im Untermaingebiet ins Obermiozän bzw. Unterpliozän gestellt werden, ferner die an der Nordseite der Ardennen vorhandene Gelb-Rot-Verwitterung, die mehr als 10 m mächtig ist und sehr viel Kaolinit enthält, mit großer Wahrscheinlichkeit pontisches bzw. sarmato-pontisches Alter hat, sprechen unter Berücksichtigung der oben dargelegten Argumente viele Gründe dafür, die noch mächtigere und noch mehr Kaolinit enthaltende Rotverwitterung von Hösbach in die gleiche Zeit zu stellen.

4. DIE JUNGTERTIÄRE OBERFLÄCHE

Nach der Datierung der Rotverwitterung im kristallinen Spessart ergibt sich die Möglichkeit, auf Grund der erhalten gebliebenen Reste einige

95) TH. PIPPAN, Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge. Sitz. Ber. d. Österreich. Ak. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Abt. I, 164 (1955), S. 339.

96) BAKKER 1960, S. 79.

Aussagen über die jungtertiäre Landoberfläche zu machen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß diese Reste nicht die tertiäre Oberfläche selbst darstellen, sondern daß im Laufe der Zeit beträchtliche Teile der ehemaligen Oberfläche der Abtragung zum Opfer gefallen sind.

a) Freilegung des kristallinen Untergrundes im westlichen Spessart

Schon die Tatsache, daß es im kristallinen Spessart überhaupt tertiäre Verwitterungsreste gibt, läßt einen wichtigen Schluß zu: Das Kristallin muß in diesem Teil des Spessarts bereits im Jungtertiär die Oberfläche gebildet haben. Das wiederum bedeutet, daß der Buntsandstein zu Beginn dieser Verwitterung, also in Miozän bzw. in sarmato-pontischer Zeit, bereits abgetragen war.

Nach Hummel verlief der Buntsandsteinrand noch im älteren Oligozän von Darmstadt über Seligenstadt nach Hanau. Völker und E. von der Sahle nahmen im Sinne der klassischen Schichtstufentheorie an, „daß erst mit der Heraushebung des Ostens um die Wende vom Mio- zum Pliozän eine starke Abtragung einsetzt, die Buntsandsteinschichten zurückfließen und der kristalline Untergrund entblößt wird“⁹⁷⁾.

Die Größe des damals bereits buntsandsteinfreien Gebietes entspricht mindestens dem Raum, in dem heute die Rotverwitterung zu finden ist. Mit großer Sicherheit ist anzunehmen, daß das Gebiet etwas weiter reichte, da an vielen Stellen die Verwitterungsreste vollständig abgetragen sind. Nun liegt heute der Rand der Buntsandsteinstufe nur 3–5 km vom Vorkommen bei Hösbach entfernt und der nächste Zeugenberg, der Gräfenberg, nur 2,5 km (Abb. 24). Das beweist, daß zumindest in dieser Gegend die Buntsandsteinstufe im Jungtertiär nicht oder nur unwesentlich zurückverlegt wurde. Mit großer Wahrscheinlichkeit kann man sagen, daß die Buntsandsteinstufe im Spessart ziemlich stationär geblieben ist, während sich vor ihr eine Rumpffläche mit lang anhaltender tropisch-subtropischer Bodenbildung ausbreitete.

Auf Grund des Profils, das am Bahnhof Hösbach in einer Ziegeleigrube aufgeschlossen war, kam Behrmann schon 1930 zu dem Ergebnis, daß die in der Nähe liegende Stufe des unteren Buntsandsteins recht alt sein muß und schloß daraus, daß in Franken eine Schichtstufenlandschaft schon seit der Mitte des Tertiärs ausgebildet war⁹⁸⁾. Auch Bakker zog nach

97) SAHLE, S. 19.

98) W. BEHRMANN, Die diluvialen Bewegungen des mitteldeutschen Raumes. *Pet. Mitt. Ergh.* 209 (1930), S. 129–130.

seinen Taluntersuchungen den Schluß, daß die Buntsandsteinstufe im Kahl-Aschaffgebiet seit dem Pliozän kaum zurückgewichen ist ⁹⁹⁾. Nach Weidmann lag die Stufe „im Diluvium schon annähernd dort, wo sie heute liegt“ ¹⁰⁰⁾.

Man kann auf Grund der Datierung des Hösbacher Zersetzungshorizontes wahrscheinlich sogar weitergehen und behaupten, daß es seit dem Übergang vom Miozän zum Pliozän — dem vermutlichen Beginn der Hösbacher Bodenbildung — nicht zu einer wesentlichen Zurückverlegung der Schichtstufe gekommen ist. Das stimmt gut mit Büdels Auffassung überein, der die Schichtstufen als morphologische Gebilde für quasistationär hält und die davor liegenden Flächen nicht als die Folge des Zurückweichens der Stufen ansieht, wie es die klassische Schichtstufentheorie tut.

b) Nähere Charakterisierung der jungtertiären Oberfläche

Tiefere Rückschlüsse auf die Natur und die Entwicklung der jungtertiären Landoberfläche im Aschaffgebiet gestatten der Verwitterungszustand der einzelnen Vorkommen, ihre Höhenlage und die Großformen.

Die beiden größeren Vorkommen von Rotverwitterung, an denen sich auch Messungen anstellen lassen, enthalten die Gruben nördlich von Hösbach. Die heutige Oberfläche des roten, tonigen Zersatzes in der Grube Grün zeigt im Osten auf etwa 60 m ein Gefälle von 6 m und im Mittelteil auf 30 m ein Gefälle von 8 m nach Nordwesten zum Hösbach hin. In der Grube an der Straße nach Schöllkrippen fällt der Zersatz auf etwa 80 m um 12 m nach Südosten zur Aschaff hin. Da die beiden Gruben dicht beieinander liegen, dürfte es sich in den Aufschlüssen um die Flanken eines aus der ursprünglichen Oberfläche herausgeschnittenen Riedels handeln (Abb. 5). Es ist bereits darauf hingewiesen worden, daß der Zersatz nur einen Rest, und zwar den unteren Abschnitt der ehemaligen Bodenbildung darstellt, und die ursprünglich darüber liegenden Horizonte, die eine beachtliche Mächtigkeit erreicht haben dürften, der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Das Hangende des Zersatzes bilden heute fluviatile Sande, Schotter und Tone sowie Solifluktionsschutt, was in der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke besonders deutlich zu sehen ist. Außerdem zeigt der Zersatz an der Ostseite der Grube Grün eine stark gestörte Lagerung, was auf Kräfte und Bewegungen hinweist, die nachträglich die ehemalige

99) BAKKER, 1930, S. 90.

100) WEIDMANN, S. 55.

Oberfläche betroffen haben (Abb. 16). Die über dem Zersatz liegenden pleistozänen fluviatilen Ablagerungen haben also bereits einen aus der tertiären Oberfläche herausgeschnittenen Riedel vorgefunden und das oberpliozäne bis altpleistozäne Zerschneidungsrelief teilweise wieder zugeschüttet, bevor es in der folgenden Periode erneut aufgedeckt wurde. Die erhalten gebliebenen Reste der tertiären Verwitterungsdecke zeigen im einzelnen verschiedene Beschaffenheit. Diese Tatsache läßt sich damit erklären, daß die verschiedenen Reste aus Gneispartien unterschiedlicher Zusammensetzung entstanden sind und verschiedene Horizonte der tertiären Verwitterungsdecke darstellen. Das ergibt sich aus einem Vergleich mit der rezenten tropischen Verwitterung. Wilhelmy charakterisiert den rezenten Verwitterungsablauf in den feucht-heißen Tropen: „Das unter einer dichten Vegetationsdecke verborgene anstehende Gestein ist einer intensiven chemischen Verwitterung unterworfen. Vom frischen Fels führt die Entwicklung über die Ausbildung einer durch noch kernfrische schwimmende Blöcke charakterisierten Zersatzzone zur bereits blockfreien Gruszone. Aus ihr bildet sich Gelblehm, der nach oben in Rotlehm übergeht und als solcher . . . den Oberboden darstellt“¹⁰¹). Lateritische Bodenprofile zeigen häufig Zersatzzonen, die im unteren Teile grau, im oberen rötlich bzw. bunt gefärbt sind. Die gleiche Folge fand Semmel in Äthiopien¹⁰²). Auch im Aschaffgebiet geht der graue Zersatz nach oben in rötliches, tonig-grusiges Material über. In den Goldbacher Gruben konnte dieser Übergang genau beobachtet werden. Das von Brunnacker in Hösbach aufgenommene Profil zeigt die gleiche Erscheinung¹⁰³). Auf Grund der post-tertiären Abtragung ist nicht anzunehmen, daß der ehemalige tropische Oberboden noch erhalten ist. Gelb- und Rotlehme, die den Oberboden darstellen, wurden auch nicht gefunden. Selbst unter der Einschränkung, daß der oben wiedergegebene Verwitterungsablauf wohl als typisch anzusehen ist, aber nicht in jedem Falle im Profil erscheinen muß, ist der heute in Hösbach und Goldbach vorhandene Zersatz in den unteren Teil des jung-tertiären Verwitterungsmantels zu stellen. Der nördlich von Aschaffenburg gefundene Zersatz mit roten Spalten und der vom Zersatz eingehüllte, wollsackförmige Block am Pfaffenberg gehören wohl in die Nähe der Basis der Verwitterung¹⁰⁴). H. Lehmann beschrieb derartige wollsackähnliche Formen aus Brasilien und erklärte ihre Entstehung folgendermaßen: „Die

101) WILHELMY, S. 25—26.

102) Freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Dr. SEMMEL, Wiesbaden.

103) Vgl. S. 33.

104) Vgl. S. 30.

chemische Verwitterung isoliert kugelige und wollsackähnliche Gebilde von unzersetztem Gestein, die teilweise in einem feinkörnigen Material wurzellos schwimmen. Der Zersatz wird rasch ausgewaschen, und die zurückbleibenden steinernen Riesenkartoffeln bilden abenteuerliche Blockmeere¹⁰⁵⁾.

Es läßt sich freilich nicht eindeutig nachweisen, daß der bei den Schürfungen am Pfaffenberg gefundene wollsackförmige Block aus der tertiären Verwitterung stammt. Auch andere Deutungen sind möglich. So glauben z. B. manche Forscher an eine Entstehung der Blöcke im periglazialen Klima. Doch ist es auf Grund der Tatsache, daß in der Nähe tertiäre Verwitterungsreste nachgewiesen werden konnten und dieser Block wollsackförmige Gestalt hatte und im „faulen Fels“, d. h. in einem von der Verwitterung angegriffenen Gestein lag, das entlang Klüften noch Rotfärbung aufwies, durchaus wahrscheinlich, daß hier tertiäre Verwitterung vorliegt. Auch Mückenhausen fand unter fossilen, seiner Meinung nach aus dem Tertiär stammenden Böden im nördlichen Rheinland, von denen nur die Zersatzzone erhalten ist, mit Lehm gefüllte Klüfte in einem nicht mehr kompakten und festen Basalt¹⁰⁶⁾. Büdel beschrieb aus dem Odenwald bis zu 20 m tiefe, aus der Alb bis zu 40 m tiefe und aus dem Frankenwald bis zu 70 m tiefe Zersatzklüfte, „die aus dem tropischen Klima der Tertiärzeit stammen“¹⁰⁷⁾.

Die vorhandenen Reste der Rotverwitterung lassen den Schluß auf eine ganz beachtliche Mächtigkeit der tertiären Verwitterungsdecke zu. Wenn man bedenkt, daß der heute noch erhaltene tonige Zersatz von Hösbach schon ca. 20 m beträgt, dann kann man für die Gesamtmächtigkeit der tertiären Verwitterung an dieser Stelle einen wesentlich höheren Betrag annehmen¹⁰⁸⁾. Aus den heutigen tropischen Gebieten sind ebenfalls sehr starke Verwitterungsrinden bekannt geworden. Nach Büdel beträgt die tropische Verwitterungsmächtigkeit maximal über 150 m.

Betrachtet man die heutige Höhenlage der einzelnen erhalten gebliebenen tertiären Reste, dann liegt das tonig-grusige Material von Hösbach in rund 150–165 m über NN, das Vorkommen an der Volksschule in Goldbach

105) H. LEHMANN, Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra da Mantiqueira und im Paraiba-Tal (Brasilien). Abh. d. Geogr. Inst. d. Freien Univ. Berlin 5 (1957) S. 68.

106) E. MÜCKENHAUSEN, Fossile Böden im nördlichen Rheinland. Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 65 (1954), S. 100.

107) J. BÜDEL, Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. Tag. Ber. u. wiss. Abh. d. dt. Geogr. Tag. Würzburg 1957, S. 105.

108) Vgl. S. 48.

in ca. 150 m, der rot-violetten, gelben und grauen Zersetzung der Goldbacher Ziegeleien in rund 170 m und die nicht sicher datierten Vorkommen nördlich von Aschaffenburg ebenfalls in 170 m Höhe. Da der Zersetzungsprozess den unteren Teil der tropischen Bodenbildung darstellt, ist nur wenig unter diesem Niveau im Bereich der Aschafftalung die Basis der jungtertiären Verwitterung anzunehmen. Außerhalb dieser Talung haben große Teile des Gebietes eine Höhenlage, die von 200–220 m am Rande des Aschafftales langsam auf 260–270 m an der Wasserscheide ansteigt (Abb. 4). Auf Grund des Großformenschatzes und der Tatsache, daß der Untergrund der Verebnungen auf den Riedeln, der meist unter einer mächtigen Lößdecke begraben ist, aus grusigem oder angewittertem Gneis besteht, liegt die Vermutung nahe, in diesem Niveau für die außerhalb des eigentlichen Aschafftales gelegenen Gebiete die Basis der jungtertiären Verwitterung, also die untere der doppelten Einebnungsflächen im Sinne von Büdel, zu sehen. Die obere, d. h. die eigentliche morphologische Oberfläche, ergibt sich, wenn man die inzwischen abgetragene Verwitterungsdecke, die sicher sehr unterschiedliche Mächtigkeit hatte, wieder hinzuzählt. Wahrscheinlich ist sie auf den heutigen Riedelflächen und nach den umliegenden Höhen zu bei weitem nicht so mächtig gewesen wie in der Talzone. Derartig un-

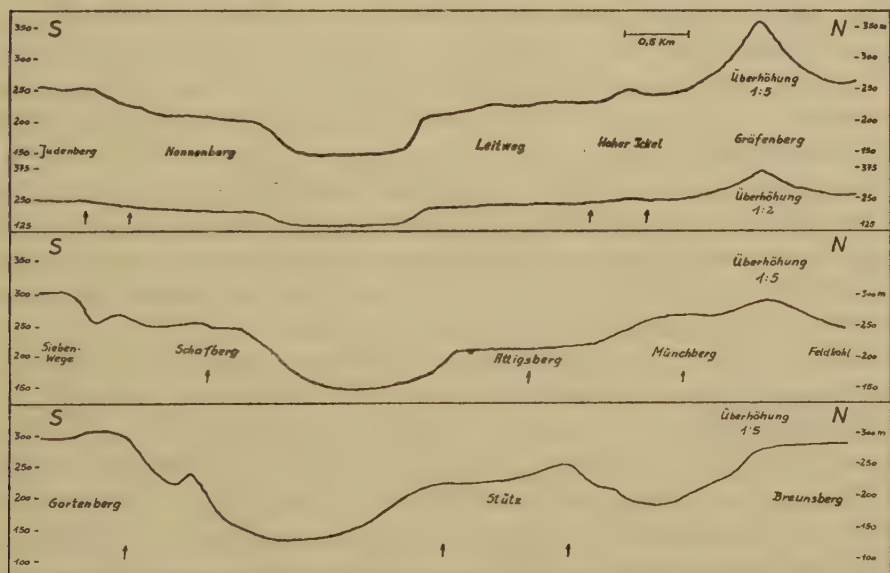


Abb. 4 Querprofile durch die Aschaffsenke
(Knicke im Profil)

terschiedliche Mächtigkeiten der tropischen Verwitterung sind in Beckenlandschaften der wechselfeuchten Tropen immer wieder zu beobachten¹⁰⁹⁾. Auf Grund des mittleren Profils in Abb. 4 kann man daran denken, die nach Norden ansteigende Fläche in zwei Verebnungsniveaus zu untergliedern, von denen das untere in etwa 220–230 m und das obere in etwa 260 m Höhe liegt. Bei den Begehungen im Gelände konnte festgestellt werden, daß das 260-m-Niveau besonders an der Buntsandsteinstufe und an den Rändern des Aschaffgebietes flächenhaft auftritt. Man findet es z. B. südöstlich von Breunsberg, zwischen Wenighösbach, Feldkahl und Gräfenberg, südlich des Gräfenberges, zwischen Rottenberg und Sailauf, südlich von Hain und Laufach, bei Steiger und Waldaschaff, am Nordhang des Kauppen, südöstlich von Keilberg, um Straßbessenbach herum, östlich von Winzenhohl und an den Rändern des Schmerlenbacher Waldes. Das 220-m-Niveau tritt vorwiegend nördlich der Aschaff auf, z. B. bei Sailauf, am Leitweg nördlich vom Weiberhof, zwischen dem Güntersbach und Hösbach, bei Wenighösbach, Unterafferbach, Goldbach und Glattbach, südlich der Aschaff, z. B. am Nonnenberg südlich des Bahnhofs Hösbach. Da die beiden Niveaus meistens ohne größere Versteilung ineinander übergehen und sich offensichtlich nicht verzahnen, dürfte zwischen ihnen kein wesentlicher Altersunterschied bestehen. Wahrscheinlich stellen sie die Basisfläche des tropischen Verwitterungshorizontes dar, der sich allmählich tiefer schaltete. Dies entspricht nach Credners Untersuchung der „intramontanen Becken“ und auch nach den Vorstellungen Büdels von der „doppelten Einebnungsfläche“ durchaus tropischen Verhältnissen. Die randlichen höheren Teile wären dann im Sinne von Büdel als Pedimentsockel mit von vorn herein nur dünner Verwitterungsdecke anzusehen. Die Basis der Verwitterung, also die untere Einebnungsfläche, die allein heute nachweisbar ist, dürfte demnach bei der Annahme tektonischer Ruhe eine schwach muldenförmige Gestalt gehabt haben, die von einer Höhe von ca. 280–260 m im Norden auf 220–190 m am Rande des heutigen Aschafftales abfiel und im Laufe der Tieferschaltung in der Gegend der heutigen Aschaff ihre größte Tiefe erreichte. Auf dieser Strecke wies sie ein Gefälle von etwa 2 m auf 100 m auf und stieg dann steiler zum Schmerlenbacher Wald an.

Eine genauere Betrachtung der Höhenlage der erhalten gebliebenen Reste der jungtertiären Gneisverwitterung zeigt ein allgemeines Ansteigen der Verwitterungsbasis von Hösbach in westlicher Richtung. Weiter fällt

109) J. BÜDEL, Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. Z. f. Geomorph. (1957), H. 2, S. 209.

auf, daß das rote, tonig-grusige Material bei Hösbach sich so nah an der Schichtstufe in besonders tiefer Lage befindet.

Diese Verhältnisse lassen sich natürlich durch nachträgliche tektonische Bewegungen erklären, also durch eine Heraushebung des Hahnenkammgebietes und eine Einbiegung im Bereich der Aschaffzone. Solche differentiellen Krustenbewegungen sind verschiedentlich angenommen worden, teilweise auch wahrscheinlich, aber nicht eindeutig nachweisbar. Die Erkenntnisse über die Bedingungen der tropischen Tiefenverwitterung geben jedoch durchaus die Möglichkeit, die vorgefundenen Erscheinungen ohne Zuhilfenahme größerer tektonischer Verbiegungen zu erklären, wenn im Aschaffgebiet das Prinzip der Verwitterung eines intra- oder randmontanen Beckens wirksam war, wie es Credner aus Südostasien beschrieben hat und wie es auch der Vorstellung Büdels von der „doppelten Einebnungsfläche“ zugrunde liegt. Im Inneren dieser Becken reicht die tropische Verwitterung infolge mächtiger Überdeckung ständig feuchten Verwitterungs- oder Anschwemmungsmaterials besonders tief herab. Nach den Seiten zu steigt die Basis der Verwitterungszone an, und an den Rändern tritt das nackte, unverwitterte Gestein zutage.

Die geschilderten Verhältnisse im Aschaffgebiet haben gezeigt, daß auch hier in einer begrenzten Zone die tropische Verwitterung am tiefsten herabreicht und nach den Rändern zu ansteigt. Es ist daher durchaus möglich, im Aschaffgebiet eine Art intra- oder randmontanes Becken mit ziemlich flachen Randschwellen zu sehen. Die tiefste Zone dieses Beckens befand sich in der Gegend des heutigen Unterlaufes der Aschaff. Hier, unmittelbar am Fuße des Schmerlenbacher Waldes, der eine inselbergartige Aufragung dargestellt haben könnte, war die Durchfeuchtung am stärksten und führte zu einer besonders mächtigen tropischen Verwitterungsdecke. Möglicherweise hat noch im Verlaufe des Pliozäns in dieser Muldenzone bei kräftiger Durchfeuchtung und niedrigem pH „eine starke Bleichung und gleichzeitige Kaolinisierung der Verwitterungstone“ stattgefunden¹¹⁰⁾.

Die Rekonstruktion der jungtertiären Landschaft im Aschaffgebiet führt also zur Vorstellung einer Randverebnung nach dem Prinzip der doppelten Einebnungsfläche. Die obere Einebnungsfläche dürfte flach muldenförmig gewesen sein. Vermutlich hat sie zunächst in einem Niveau gelegen, das heute nach den inzwischen eingetretenen tektonischen Bewegungen einer Höhe von ± 280 m über NN entspricht und wurde dann langsam tiefer

110) Freundliche briefliche Mitteilung von Herrn Professor Dr. BAKKER. Vgl. auch BAKKER 1960, S. 74.

geschaltet. Die untere Einebnungsfläche reichte dagegen beckenförmig bis in ein Niveau, das sich heute etwa in einer durchschnittlichen Höhe von 200–220 m über NN befindet. Die Höhenlage dieser Basis der Verwitterung dürfte sehr unterschiedlich gewesen sein und erreichte bei der Tiefschaltung der Fläche in der Zentralzone des Beckens bei Hösbach und Goldbach ganz beachtliche Tiefen.

Auch Semmel hat bei seiner Untersuchung der Weschnitzsenke im kristallinen Odenwald, die vielfältige Übereinstimmungen mit dem Aschaffgebiet aufweist, hervorgehoben, daß dieses Gebiet den „intramontanen Becken der wechselfeuchten Tropen sehr ähnlich“ sieht ¹¹¹⁾.

Damit ist ein einigermaßen deutliches Bild von der jungtertiären Landoberfläche im Aschaffgebiet gewonnen, das die wenigen, bisher in der Literatur geäußerten Vermutungen und Vorstellungen ersetzt und teilweise widerlegt. O. Maull hatte angenommen, daß das 300-m-Niveau im Vorspessart größere Bedeutung besitzt. Seiner Meinung nach sollten 300-m-Terrassen das Aschafftal begleiten ¹¹²⁾. Die Existenz dieser Terrassen lehnte schon Credner ab ¹¹³⁾. Bakker sprach dem 300-m-Niveau im Aschaffgebiet keine besondere Bedeutung zu, erkannte aber die 300-m-Terrassen an und stellte sie ins Oberpliozän ¹¹⁴⁾. Diese Auffassung wurde von Bartz zurückgewiesen ¹¹⁵⁾.

Nach den vorliegenden Untersuchungen kann man im Aschaffgebiet von oberpliozänen 300-m-Terrassen nicht sprechen, da bereits in dieser Zeit die Oberfläche, auf der die Wasser der Uraschaff entlang strömten, wesentlich tiefer gelegen haben dürfte. Dagegen wurde Bakkers Ansicht bestätigt, daß das 300-m-Niveau im Aschaffgebiet keine selbständige Bedeutung besitzt. Es ist einzuordnen in das System der doppelten Einebnungsfläche und stellt wohl eine Randfläche und vielleicht auch Reste inselbergartiger Erhebungen dar.

Damit ist jedoch Maulls Ansicht von der Bedeutung des 300-m-Niveaus im gesamten Vorspessart nicht widerlegt. Im nördlichen Teil des kristallinen Spessarts, dem Kahlgebiet, treten flächenartige Verebnungen im 300-m-Niveau in größerem Umfange auf. Es ist durchaus möglich, daß auch sie Reste dieser jungtertiären Verebnung sind. Unter der Annahme,

¹¹¹⁾ SEMMEL, S. 468.

¹¹²⁾ MAULL, S. 89.

¹¹³⁾ CREDNER 1922, S. 64.

¹¹⁴⁾ BAKKER 1930, S. 82 ff.

¹¹⁵⁾ J. BARTZ, Die pliozän-diluviale Entwicklung des Mainlaufes. Z. d. dt. Geol. Ges. 89 (1937), S. 328–342.

daß keine wesentlichen tektonischen Verstellungen stattgefunden haben, dürfte damit die jungtertiäre Oberfläche vom Aschaffgebiet einen leichten Anstieg nach Norden aufgewiesen haben.

c) Zerstörung der jungtertiären Oberfläche

Gegen Ende des Tertiärs trat ein Klimawechsel ein, der zu völlig neuen Bedingungen führte. Der intensiven, tiefgreifenden chemischen Verwitterung und der Flächenbildung wurde damit ein Ende gesetzt. Die neuen klimatischen Bedingungen des Pleistozäns und Holozäns begünstigten eine linienhafte Abtragung. Wohl wirkte während der Kaltzeiten die Solifluktion auf großen Flächen, doch überwog allgemein die linienhafte Erosion. Auf Grund der neuesten Anschauungen über das Klima des Pliozäns¹¹⁶⁾ ist mit dem Beginn der Zerstörung der bis ins Unterpliozän reichenden Verflachungen bereits im ausgehenden Tertiär zu rechnen. Die entscheidende Eintiefung der Flüsse dürfte vom Oberpliozän bis Unterpleistozän stattgefunden haben. Auch Semmel nimmt im Weschnitztal „den Beginn der entscheidenden Tiefenerosion erst für das späte Pliozän an“¹¹⁷⁾. Diese Erosionsphase wurde wohl vorwiegend durch den Klimawechsel ausgelöst, aber sicher auch durch die tektonischen Bewegungen an der Wende vom Pliozän zum Pleistozän unterstützt. So entstand das Talsystem der Aschaff, das sich im Unterlauf etwa 60–80 m in die bis dahin tiefer geschaltete jungtertiäre Oberfläche eingeschnitten hat.

Die Tatsache, daß gerade in der Tiefenzone des Aschafftales und in großer Mächtigkeit besonders bei Hösbach die doch leicht ausräumbaren roten Tone nach der intensiven diluvialen Abtragung noch vorhanden sind, hat zur Annahme tektonischer Bewegungen, nämlich einer relativen Absenkung des Aschaffgebietes, geführt. Verwerfungen sind nur an der Westseite des Hahnenkamms und im Aschaffener Becken nachgewiesen. Bewegungen innerhalb der Spessartscholle hat Bücking anhand der Höhenlage der Bröckelschiefergrenze festgestellt¹¹⁸⁾. So folgt z. B. das Laufachtal einer solchen Einmuldung zwischen einem Sattel im Süden entlang der Linie Stengerts-Waldaschaff und einer im Bischlingsberg, Kloster-, Rotten- und Eichenberg nachgewiesenen Aufwölbungszone im Norden. Die westliche Fortsetzung dieser Einmuldung wäre die Aschaffsenke. Credner beschrieb ein staffelförmiges Absinken südlich der Aschaff. Die von ihm auf der

¹¹⁶⁾ Vgl. S. 46–47.

¹¹⁷⁾ SEMMEL, S. 468.

¹¹⁸⁾ BÜCKING, S. 6 ff.

Nordseite des Aschafftales angenommene „flexurartige, von einzelnen Störungen geförderte Abbiegung gegen die Aschaffniederung“¹¹⁹⁾ verlegte er selbst in eine Zeit, in der noch eine Sedimentdecke das Kristallin des Aschaffgebietes überzog.

Auch Bakker zog die Möglichkeit einer tektonischen Ursache für die Erhaltung der Tone von Hösbach in Betracht: „Ob möglicherweise die Tone von Hösbach in einem präoberpliozänen Graben abgelagert worden sind, ist nicht sicher zu ermitteln“¹²⁰⁾. E. v. d. Sahle erwähnte, daß das Aschaffgebiet „vielleicht sogar eine Sondereinbiegung erfahren hat“¹²¹⁾.

Auf Grund der in den vorhergehenden Kapiteln dargelegten Untersuchungen sieht das Problem heute etwas anders aus. Die rot und grau gefärbten, tonig-grusigen Gneisverwitterungsprodukte des Aschaffgebietes¹²²⁾ wurden als Reste einer mächtigen tertiären Verwitterungsdecke erkannt. Derartig mächtige Verwitterungen finden sich auch in den wechselfeuchten Tropen und sind besonders dann durchaus verständlich, wenn es sich um ein ständig durchfeuchtetes Zentrum einer Beckenzone handelt. Die besonders tiefe Lage der tertiären Verwitterung bei Hösbach läßt sich also durch die Annahme eines randmontanen Beckens mit oberer und unterer Einebnungsfläche auch ohne größere nachträgliche tektonische Bewegungen erklären. Das Ansteigen der Basis der bei Goldbach und nördlich von Aschaffenburg liegenden tertiären Verwitterungsreste ist ebenfalls ohne Zuhilfenahme tektonischer Verstellungen zu deuten¹²³⁾. Diese Betrachtungen schließen nicht aus, daß das Gesamtgebiet des kristallinen Spessarts eine Kippung bzw. Hebung erfahren hat, die wohl noch bis in die postpliozäne Zeit andauerte. Schon Behrmann hatte angenommen, daß die tektonischen Bewegungen am westlichen Spessartrand diluvial wieder aufgelebt seien¹²⁴⁾. E. v. d. Sahle bezeichnete den gesamten Vorpessart als eine junge Kippscholle, die im Nordwesten am stärksten gehoben wurde. „Die jungen Bewegungen gehören wohl in der Hauptsache der Wende vom Tertiär zum Diluvium und dem älteren Diluvium an“¹²⁵⁾. Dazu sind vor allem eine Hebung der Hahnenkammzone und das Einsinken des Aschaffener Beckens zu rechnen. Als weiteres Indiz für solche pleistozäne Tektonik kann man das sprunghafte Ansteigen der

119) CREDNER 1922, S. 56—57.

120) BAKKER 1930, S. 90.

121) SAHLE, S. 26.

122) Vgl. S. 31 ff.

123) Vgl. S. 55 ff.

124) BEHRMANN 1930, S. 131.

125) SAHLE, S. 26.

Schottermächtigkeit im Unterlauf des Aschafftales ansehen, worauf noch einzugehen ist ¹²⁶).

Für das Gebiet von Hösbach scheinen diese Bewegungen keine sehr wesentliche Verstellung der mio-pliozänen bzw. unterpliozänen Landoberfläche mit sich gebracht zu haben. Jedenfalls sind keine größeren tektonischen Kippungen oder Verstellungen erforderlich, um die Erhaltung der tertiären Verwitterungsreste bei Hösbach zu erklären. Zu Beginn der Erosionsphase, also im Oberpliozän, lagen sie bereits tief und reichten mit ihrer Basis teilweise in ein Niveau herab, das von der Tiefenerosion nicht erreicht wurde. Der Prozeß Tiefenerosion — Wiederauffüllung — erneute Tiefenerosion spielte sich bei Hösbach im Bereich der maximalen Mächtigkeit der tertiären Verwitterungsdecke ab.

126) Vgl. S. 84.

IV. DIE PLEISTOZÄNE ENTWICKLUNG DES ASCHAFFGEBIETES

Der auf das Tertiär folgende Zeitabschnitt des Pleistozäns hat den Formenschatz Mitteleuropas in entscheidendem Maße beeinflußt und umgestaltet. Die Änderung des Klimas führte zur mehrmaligen Vereisung Nordeuropas, die auch auf Mitteleuropa übergriff und bis an den Rand der Mittelgebirge reichte. Den glazialen Formen und Ablagerungen dieser Gebiete stehen die periglazialen Wirkungen in den Landschaften südlich der Vereisungsgrenze gegenüber. Zu diesen Gegenden gehört der Spessart, der während des Pleistozäns auch keine lokale Vergletscherung aufzuweisen hatte.

Die tiefgreifenden Veränderungen im Landschaftsbild, die unter dem Einfluß des pleistozänen Klimas entstanden, beruhen vorwiegend auf einer kräftigen Zerschneidung der Oberfläche durch linienhafte Erosion, äolischen und fluviatilen Ablagerungen, solifluidalen und kryoturbaten Vorgängen sowie warm- und kaltzeitlicher Verwitterung.

1. Genese der Aschafftalung

Das wesentlichste Element der pleistozänen Entwicklung im Aschaffgebiet ist die Zerschneidung der jungtertiären Oberfläche und die Ausbildung eines wohl bereits im Oberpliozän bzw. am Ende des Pliozäns angelegten Talnetzes. Aus diesem Grunde sollen die fluviatilen Vorgänge an erster Stelle innerhalb der pleistozänen Entwicklung des Aschaffgebietes beschrieben werden.

Der an der Wende von Tertiär zu Quartär oder schon im Oberpliozän sich vollziehende Klimawandel führte zu einem Überwiegen der Tiefenerosion über die vorher herrschende Flächenbildung, bei der die Flüsse im wesentlichen im Niveau der Flächen flossen. Während des Pleistozäns brachte der Wechsel von Warm- und Kaltzeiten einen Wechsel von Akkumulation während der Glazialzeiten und erneuter Tiefenerosion während der Interglazialzeiten mit sich. Dabei zeigte der Rhythmus von Erosion und Akkumulation, wie Schäfer nachweisen konnte und wie es zahlreiche

Untersuchungen seitdem bestätigt haben, eine Phasenverschiebung: die Haupterosionszeit fiel nicht mit dem Interglazial zusammen, sondern mit dem beginnenden Glazial, da die gesteigerte Wasserführung in dieser Zeit noch nicht durch die starke Schuttbelastung gelähmt war. Erst die größer werdende Schuttmenge führte dann im Hochglazial zur Aufschotterung.

a) Bisherige Auffassungen

Beiträge zur Entschleierung der pleistozänen Entwicklung des Aschafftales haben bisher vor allem Bücking, Credner und Bakker geliefert. Bei den Untersuchungen und Schlußfolgerungen der genannten Autoren spielte ein Aufschluß im Aschafftal eine entscheidende Rolle, der sich im Südosten von Hösbach in der Nähe des Bahnhofs befindet, aber heute stark verstürzt ist. Bücking¹²⁷⁾ fand dort folgendes Profil:

1. Gelber und z. T. etwas rötlicher Sand, etwa 3 m mächtig (derselbe bildet in dem Aufschluß am Wege nach Hösbach-Bahnhof das Liegende des Lösses);

2. bläulicher und weißlich grauer oder etwas gelblicher und zuweilen schwarzer Ton, oft reich an Pflanzenresten, und mehr untergeordnet gelblich-grauer Sand, die linsenförmig anschwellenden und hin und wieder auskeilenden Lagen miteinander wechselnd, etwa 5 m mächtig;

3. schwarzer Ton, im trockenen Zustand braun und leicht aufblättern, reich an Pflanzenresten und Käfern, 20–40 cm mächtig;

4. gelblicher bis rötlicher Sand, etwa $\frac{1}{4}$ m mächtig;

5. sogenannter „rauher“ Kies, nicht durchteuft; offenbar aufgelöstes, zersetztes Grundgebirge.

Die Fossilien der Bank 3 hatte Flach untersucht: „Über die Flora gibt uns die Fundstelle nur dürftigen Aufschluß. Die in den obersten Schichten häufigen Hypnen mit Carex- und Menyanthesamen verschwinden nach unten vollständig, am spätesten Carex. Von Blättern sind hauptsächlich solche von Monocotyledonen zu finden (u. a. Potamogeton graminifolius), von Dicotylen sah ich nur ein Blattstück einer Salix sowie eines von Vaccinium. Doch geben die in den tieferen Lagen stellenweise zahlreichen schwarzen, schießpulverartigen Körnchen (Samen zweier Galium, die sich auch bei Seligenstadt finden!) Kunde vom Vorhandensein weiterer Dicotylen. Zu erwähnen bleibt noch eine obere Schicht im 4. Pflanzenlager, die durch reichliche Nadelüberreste sowie ihre Fauna sich als Waldboden

¹²⁷⁾ BÜCKING, S. 188.

charakterisiert. Unter letzterem kommt ein dunkler Ton mit breiten silberglänzenden Blattresten (Wasserpflanzen?)“¹²⁸⁾. 70 % der in den Schichten vorkommenden Käferarten gibt es nach Flach heute noch in Mitteleutschland, 30 % „sind jetzt als nordisch oder nordöstlich zu bezeichnen (alle kommen aber noch in Deutschland vor)“. 12 % fehlen im Norden und finden sich nur in den Gebirgen Mitteleuropas. „So läßt sich im allgemeinen der unterpleistozäne Faunencharakter als nordöstlich mit Beimischung einiger dem mitteleuropäischen Einwanderungsgebiet angehöriger Formen bezeichnen. Es sind auch vorzüglich diese letzteren ein Beweis dafür, daß zur fraglichen Zeit kein vollständig kaltes Klima geherrscht und daß selbes vielleicht dem nordostdeutschen entsprochen hat“¹²⁹⁾.

Bücking hielt die Ablagerungen für pliozän bis mittelpleistozän¹³⁰⁾.

Credner wies darauf hin, daß die Tone in einer Höhe von 155 m über NN ca. 15 m über dem Spiegel der Aschaff liegen und die Basis dieser Sedimente, die bei der Bildung des heutigen Tales zum größten Teil ausgeräumt wurden, sich nur etwa 2 m über der heutigen Talsohle befindet. Daraus schloß er, daß zur Zeit der Ablagerung der Tone „die Talung der Aschaff bereits in ihrer heutigen Tiefe vorhanden gewesen sein“ muß. „Die unregelmäßig breite Talaue scheint sogar darauf hinzudeuten, daß die Sohle des Tales einst tiefer lag und erst zu ihrer heutigen Talbreite aufgeschüttet ist“¹³¹⁾. Diese Vermutung Credners ist durch die neuen Untersuchungen vollauf bestätigt worden. Auf Grund der guten petrographischen Übereinstimmung mit Ablagerungen von Seligenstadt und der Umgebung von Aschaffenburg, die von Kinkelin durch Auffindung von *Pinus cortesii* als Oberpliozän bestimmt wurden, nahm Credner für die Sedimente südlich Hösbach das gleiche Alter an.

Auch Bakker untersuchte den Aufschluß am Bahnhof Hösbach und gab von oben nach unten folgendes Profil¹³²⁾:

gelbe und braune Sande und sandige Tone	2—3 m
grünliche Tone	0,60 m
braune Tone mit Sandlinsen und bläulichem Pflanzenton	4 m
blauer und schwarzer Ton	3 m
eisenbraune Sande und Gerölle	0,60 m
gebleichte Sande und Gerölle	

128) K. FLACH, Die Käfer der unterpleistozänen Ablagerungen bei Hösbach. Verh. d. phys. med. Ges. Würzburg, NF, Nr. 11, 23 (1884), S. 286.

129) FLACH, S. 296, 297.

130) BÜCKING, S. 190.

131) CREDNER 1922, S. 60—61.

132) BAKKER 1930, S. 87.

Er beschrieb diesen Aufschluß zusammen mit dem der Grube Peter Grün nördlich von Hösbach in seinem Abschnitt über die Mittelterrasse und hielt die Ablagerungen für mitteldiluvial.

In seiner Dissertation führte er noch eine große Anzahl von Terrassen an, die er bestimmten Niveaus zuordnete. So unterschied er pliozäne Terrassen, die Hauptterrasse in drei Stufen, Mittel- und Niederterrasse. Die oberpliozänen Terrassen nahm er in 300 m Höhe an. Die höchste Stufe der Hauptterrasse hatte seiner Meinung nach im Oberlauf eine Höhe von etwa 270 m, im Unterlauf 230–240 m. Die H_2 - und H_3 -Stufen der Hauptterrasse liegen in Höhen von 245–210 m über NN. Bakker erwähnte, daß auf diesen Terrassen vereinzelt Buntsandsteingerölle zu finden seien. Meist seien sie von Lehm oder verschwemmtem Löß bedeckt, der eckige und kantengerundete Quarze enthält, die aus den Aplitgängen des kristallinen Grundgebirges stammen. Sie seien kein Beweis für das pliozäne Alter der Terrassen, denn die heutige Aschaff transportiere ebenfalls diese Quarze. Die Mittelterrasse liegt seiner Meinung nach 10–25 m über dem Flußspiegel und ist meist von Löß bedeckt. Bakker kam zu dem Ergebnis, daß das Aschafftal im Oberpliozän und während des Diluviums entstanden ist und bedeutende Flußverlegungen seitdem nicht mehr stattgefunden haben. Die Nebenflüsse Sailauf und Bessenbach haben seit dem Oberpliozän ihr Einzugsgebiet nicht mehr nennenswert vergrößert, während Laufach und Aschaff verhältnismäßig junge, V-förmige Kerbtäler zeigen. In mitteldiluvialer Zeit war das heutige Talniveau nahezu erreicht, und darauf folgte eine Periode der Reakkumulation¹³³⁾.

Die neuen Untersuchungen haben das Ergebnis der Forschungen Bakkers im großen bestätigt. In Einzelfragen der Terrassengliederung führten die vorliegenden Untersuchungen zu abweichenden Anschauungen.

b) Die ältere pleistozäne Entwicklung des Aschafftales

In einer ganzen Reihe von jüngeren Arbeiten über Talentwicklung sind die Verfasser häufig zu dem Ergebnis gekommen, daß die gleiche Höhenlage von Terrassenresten durchaus noch kein Beweis für die Gleichaltrigkeit der Schotter und Terrassen sein muß. Gerade für das Pleistozän zeigte sich, daß durch den ständigen Wechsel von Erosion und teilweise mächtiger Aufschotterung die Zuordnung von Terrassen und Schotterkörpern zu bestimmten Niveaus zu sehr unsicheren Ergebnissen führen kann.

133) BAKKER 1930, S. 82–90.

Im Aschaffgebiet kommt als weitere Schwierigkeit hinzu, daß unter den augenblicklichen Verhältnissen nur an ganz wenigen Stellen fluviatile Ablagerungen aufgeschlossen sind. Sie finden sich besonders in drei Ziegeleigruben bei Hösbach. Die Grube südlich der Aschaff bei Hösbach-Bahnhof wurde schon von Flach, Bücking, Credner und Bakker eingehend untersucht; sie ist heute völlig verfallen. Noch nicht beschrieben sind dagegen die heute in der Grube Grün und in der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke aufgeschlossenen fluviatilen Ablagerungen. Trotz dieser ungünstigen Verhältnisse lassen sich Aussagen über die Entwicklung des Aschafftales machen.

Die ältesten fluviatilen Ablagerungen waren in der aufgelassenen Grube am Bahnhof Hösbach aufgeschlossen. Da die Grube heute gänzlich verfallen ist, muß man sich auf die oben wiedergegebenen Untersuchungen von Flach, Bücking, Credner und Bakker stützen. Trotz der teilweise voneinander abweichenden Ansicht der Autoren ist soviel sicher, daß die betreffenden Ablagerungen spätestens in einen älteren Abschnitt des Pleistozäns und frühestens in das oberste Pliozän zu stellen sind. Sie erfolgten in einem Taleinschnitt, der wohl durch Seitenerosion eine flächenhaft verbreiterte Sohle aufwies. Das Fehlen grober Schotter und das Vorherrschen von Tönen, die reichlich Fossilien führen, läßt darauf schließen, daß der Fluß zur Zeit der Ablagerung dieser Schichten ein geringes Gefälle besaß, stark hin und her pendelte und Seitenarme bzw. Altwässer aufwies, in denen die Tone sedimentiert werden konnten. Der Fossilreichtum deutet gemäßigt warmzeitliche Klimabedingungen an. Auf Grund der Auswertung der Fossilien muß man nach Flach in der Zeit der Entstehung der Tone ein Klima annehmen, das dem heute in Nordostdeutschland herrschenden ähnlich gewesen sein könnte¹³⁴⁾. Da die Interglaziale während ihres Klimaoptimums sicher wärmer waren, wird es sich um Ablagerungen handeln, die vor oder nach einem Klimaoptimum sedimentiert wurden. Über die Gründe für die Akkumulationsphase lassen sich nur Vermutungen anstellen. Wahrscheinlich ist sie auf Grund ihres Charakters nicht klimatisch, sondern tektonisch bedingt. Dafür spricht ferner, daß Wurm eine Talverschüttung des Mains nachweisen konnte, die mindestens teilweise aus einer Warmzeit stammt und von ihm ins Frühpleistozän gestellt wurde¹³⁵⁾. J. Körber rechnet ebenfalls mit einer mächtigen Auf-

134) Vgl. S. 63–64.

135) A. WURM, Beiträge zur Flußgeschichte des Mains und zur diluvialen Tektonik des Main-Gebietes. Geol. Bav. 25 (1956), S. 1–26.

füllung des Maintales, stellt sie ins Günz-Mindel-Interglazial und hält sie für tektonisch bedingt ¹³⁶⁾.

Eine solche Talauffüllung des Hauptflusses müßte natürlich auch zu einer Verschüttung der Täler der Nebenflüsse des Mains geführt haben. Die am Bahnhof Hösbach vorhandenen Ablagerungen könnten damit einen Rest dieser frühpleistozänen, durch Rückstau bedingten Aschafftalverschüttung darstellen. Ihre Basis liegt nur ungefähr 2 m über der heutigen Aschaff. Daraus ergibt sich ganz eindeutig, daß das Aschafftal zu jener Zeit bereits diese Tiefe gehabt haben muß. Da die Reste der jüngsten Verebnungen aus jungtertiärer Zeit in dieser Gegend in ungefähr 200–220 m über NN anzunehmen sind, hatte die Tiefenerosion bis zum Altpleistozän die jungtertiäre Oberfläche schon bis in etwa 60–80 m Tiefe zerschnitten.

1,5 km unterhalb dieser Stelle liegen nördlich des Aschafftales die Grube Peter Grün und die neue Grube der Hösbacher Ziegelwerke, in denen sich auch fluviatile Ablagerungen finden. Während die Grube Grün am Rande des Hösbachtales angelegt und dann gegen den Berg vorgetrieben wurde, wodurch an ihrem Südrande eine mächtige, langgestreckte Steilwand entstand, ist die neue Grube der Hösbacher Ziegelwerke von oben in den flach geneigten Abhang des Aschafftales hineingebaggert worden. Dadurch entstanden an allen vier Seiten Steilwände, die eine räumliche Vorstellung von den Lagerungsverhältnissen an dieser Stelle gestatteten. Von besonderem Interesse für die pleistozänen fluviatilen Vorgänge ist die Nordwand, die durch einen breiten Absatz im Niveau der Straße in zwei Abschnitte gegliedert wird (Abb. 29). Wie bereits dargelegt wurde ¹³⁷⁾, bildet auch hier der rot-violette, tonig-grusige Gneiszersatz das Liegende. Er erreicht in der Nordwestecke der Grube fast die Höhe der Straße und fällt nach Süden und Osten ziemlich steil ein. Auf ihm befinden sich die fluviatilen Ablagerungen, die an der Nordwand eine Mächtigkeit von über 10 m besitzen. Sie nehmen den größten Teil des unteren Absatzes der Nordwand ein und werden auf dem oberen Absatz von Lößmaterial überlagert. Nach Süden zu nimmt die Mächtigkeit rasch ab und beträgt an der Südwand weniger als 1 m. Im Nordosten dagegen bilden diese Ablagerungen auch den Boden der Grube, und ihre Auflagerung auf dem Gneiszersatz ist gar nicht mehr aufgeschlossen (Abb. 5) .

Es handelt sich um waagerecht geschichtete Sande, Tone, Kiese und Schotter, die teilweise mit Solifluktionsschutt vermischt sind. Ungefähr im Mit-

¹³⁶⁾ Kolloquiumsvortrag im Geogr. Institut der Universität Frankfurt, 1958.

¹³⁷⁾ Siehe S. 33.

telteil des unteren Absatzes der Nordwand wurde das in Profil 1 wiedergegebene Profil aufgenommen (vgl. auch Abb. 30). Es enthält vorwiegend verschieden gefärbte Sande und Tone. Die Sande sind meist ziemlich grob, glimmerreich, gebändert oder gestreift und weisen Kreuzschichtung auf. Hier und da finden sich dunkle, etwa 1 mm starke durchgehende Krusten, die durch Eisenausscheidungen entstanden sind. Der untere Abschnitt des Profils enthält viel eckiges Quarzmaterial und Buntsandsteinschotter. Die eckigen Quarze sind ziemlich klein und stellen fluviatil umgelagerten Solifluktionsschutt dar. Auch die Buntsandsteinschotter sind klein und haben einen Durchmesser von etwa 3 cm. Sie sind gut gerundet und fast vollständig entfärbt. Da sie dem Solifluktionsmaterial beigemischt sind und keine geschlossene Schotterbank bilden, liegen sie zweifellos auf sekundärer Lagerstätte. Sie weisen auf eine warmeiszeitliche Schotterterrasse, von der in der Grube selbst und in der Umgebung keine Spur mehr zu entdecken ist. Das Profil im mittleren Teil der Aufschüttung zeigt auch eine dünne Lage von sandigem Gneisgrus, der vollkommen kaolinisierte Feldspäte aufweist.

Im zweiten Abschnitt der Nordwand oberhalb des Absatzes finden sich ebenfalls fluviatile Ablagerungen, die die gleiche Ausbildung wie die eben beschriebenen Schichten haben und ihre Fortsetzung nach oben darstellen (Profil 2). Weiter im Osten finden sich dagegen mehr schluffige Zonen, die noch Kalk enthalten und umgelagertes Lößmaterial innerhalb der Tal-auffüllung sein dürften, das teilweise noch Sandschmitzen aufweist (Profil 3). Darüber liegt Solifluktionsschutt in einer Mächtigkeit bis zu 0,50 m, der noch einmal von rostfarbigem Bachsand mit Buntsandsteingeröllen überlagert wird (Abb. 31). Auch diese Schicht hat eine Mächtigkeit von etwa 0,50 m. Allerdings sind beide Zonen nicht durchgehend in der Nordwand vorhanden. Im mittleren und westlichen Teil fehlen sie stellenweise ganz, und manchmal sind sie durch solifluidale Vorgänge vermischt.

Die eben beschriebene Folge von Sanden und Tonen stellt eine mächtige fluviatile Aufschüttung dar, die mit einer schwachen Diskordanz über dem Gneiszersatz liegt. Ihre Basis befindet sich in der Nordwestecke der Grube ungefähr im Niveau der Straße und fällt allgemein nach Südosten ein (Abb. 29). Die tiefsten aufgeschlossenen Lagen haben eine Höhe von rund 150 m über NN. Da an der Nordostseite die Auflagerung der fluviatilen Schichten auf dem Gneis nicht aufgeschlossen ist, dürfte sich die Aufschüttung noch weiter ins Tal hinunter ziehen. Die Oberkante der Auffüllung fällt ebenfalls nach Osten und Süden ein, wobei der Einfallswinkel nach

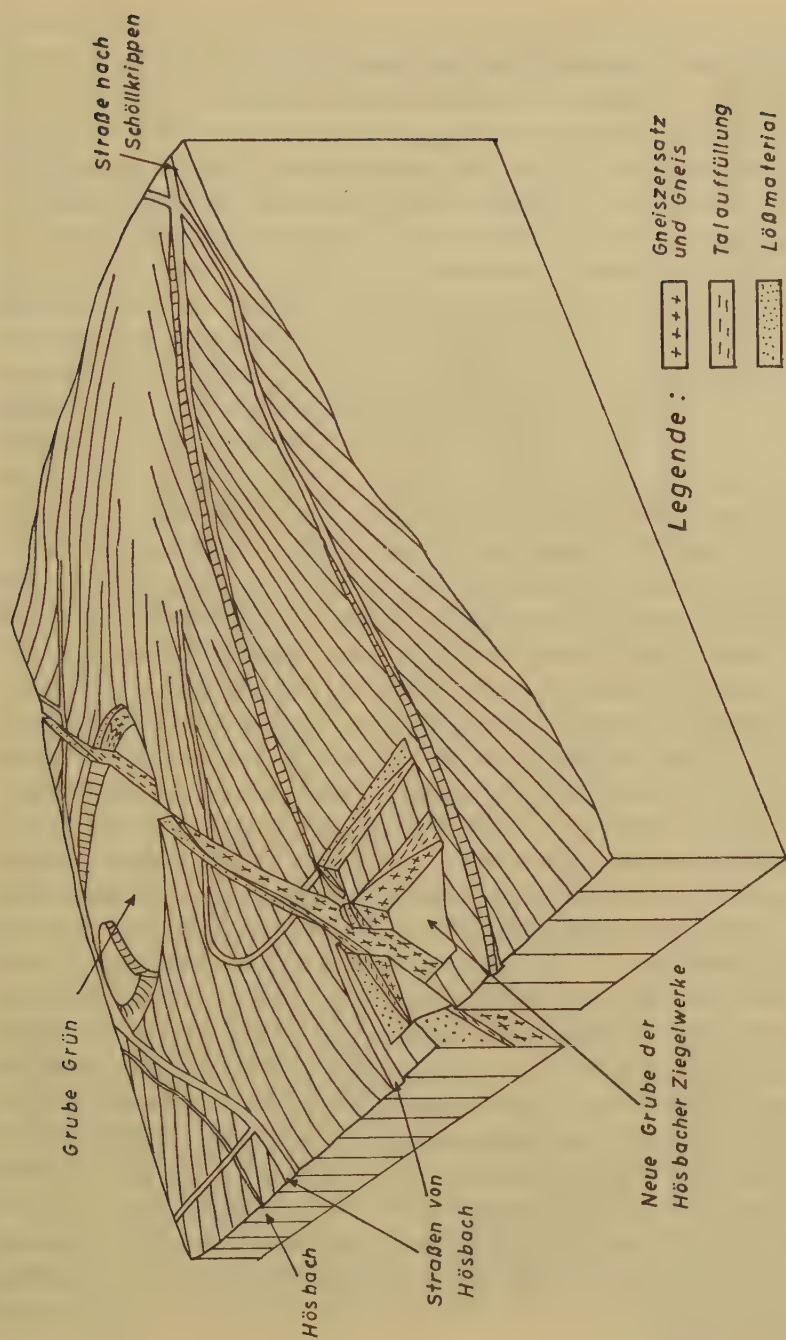


Abb. 5 Blockbild des Riedels nördlich von Hösbach

Süden größer ist. Von einer Höhe von ungefähr 167 m im Nordwesten fällt sie auf eine Entfernung von etwa 100 m bis auf etwa 150 m im Süden. Über ihr liegt mit einer zweiten Diskordanz der Löß, der auch die Flächen oberhalb der Grube bedeckt und an den Seiten des Straßeneinschnittes aufgeschlossen ist. Dagegen zeigen Schotter und Quarze auf den Äckern an einem Feldweg nordwestlich der Straße die Fortsetzung der Aufschüttung bis in eine Höhe von etwas über 170 m über NN an. Dann bildet auch hier der Löß die Oberfläche.

Geht man in der gleichen Richtung etwa 200 m weiter, so stößt man auf die Ziegeleigrube Grün. Auch in dieser Grube finden sich fluviatile Ablagerungen, die auf dem Gneiszersatz liegen. Die Oberfläche des Zersatzes, der den unteren Teil der Grube ausfüllt, fällt hier aber ziemlich steil nach Nordwesten ein ¹³⁸⁾. Daran schließt sich in den Aufschlüssen vor der eigentlichen Ziegeleiwand waagerecht geschichteter Gneissand an, der durch Wasser umgelagert sein muß. Dann folgen weißlich-graue, grobsandige sowie lehmig-tonige Schichten verschiedener Färbung, die nach Aussagen des Grubenbesitzers auch direkt über dem roten Zersatz lagen, als der Abbau noch nicht so weit fortgeschritten war. Ein Aufschluß auf dem westlichen Grubengelände zeigte eine deutliche fluviatile Schichtung dieses Materials, das auch kleine, gut gerundete und gebleichte Buntsandsteinschotter enthält (Abb. 32). In der Hauptwand liegt über dem Gneiszersatz zuerst ein bis 0,80 m mächtiger brauner bis dunkelbrauner Sand mit Buntsandsteingeröllern und Quarzen. Die Buntsandsteinschotter sind ziemlich klein, gut gerundet und stark entfärbt. Sie treten, ebenso wie die eckigen Quarze, nur vereinzelt in dem Sand auf. Darüber folgen lehmige, tonige und sandige Schichten verschiedener Färbung, die eine durchgehende Zone großer Manganknollen mit einem Durchmesser bis zu 3 cm enthalten. Da die Schichten fluviatiler Entstehung sind und große Ähnlichkeit mit den Ablagerungen der benachbarten Ziegeleigrube besitzen, sind auch sie als ein Teil der mächtigen Talaufschüttung anzusehen. Die Zone mit den großen Manganknollen und die grau-braun gefleckten Sande (Profil 6) deuten eine gley- bzw. pseudogleyartige Bodenbildung an, die auf diesem Akkumulationsmaterial stattgefunden hat. Die Oberkante der Aufschüttung befindet sich bei etwa 165 m über NN und paßt damit gut in die in der Nachbargrube gefundene Höhenlage hinein. Die Basis hat an der Südwand eine Höhe von ca. 162 m, fällt steil nach Nordwesten ein und ist im nördlichen Teil der Grube nicht mehr aufgeschlossen. Auch am Eingang

138) Vgl. S. 31 und S. 52.

der Ziegelei finden sich direkt neben der Straße, die dicht am Hösbach entlang zieht, die lehmigen Schichten der Aufschüttung, die hier jedoch in etwa 155 m über NN eine Zone recht groben Materials enthalten. Es besteht aus Buntsandsteinschottern und Quarzen mit einem Durchmesser von ca. 10 cm. Neben gut gerundetem tritt auch eckiges Material auf. Eine klare fluviatile Schichtung fehlt hier. Dem Befund nach handelt es sich um Solifluktionsschutt oder um eine aus kaum bewegtem Solifluktionsmaterial und umgelagerten Schottern gebildete kaltzeitliche Flußterrasse. Das am Talhang des Hösbaches bis hoch hinauf aufgeschlossene fluviatile Auffüllungsmaterial beweist, daß nicht nur das Aschaff-, sondern auch das Hösbachtal bis zu großer Höhe über dem heutigen Talboden verschüttet war. In beiden Ziegeleigruben wurden in dem Aufschüttungsmaterial keinerlei Fossilien gefunden.

Auch in den Ziegeleigruben nördlich von Goldbach finden sich Reste dieser Talverschüttung. Dazu gehören wohl die im Profil 7 über dem Gneiszersatz liegenden tonig-schluffigen Feinsande. Hier tritt ebenfalls Marmorierung auf, die auf eine gleyartige Bodenbildung auf diesen Ablagerungen deutet¹³⁹⁾. Die obere Grenze der Aufschüttung reicht bis etwas über 170 m über NN und stimmt gut mit den in Hösbach gefundenen Verhältnissen überein.

Die bisher beschriebenen Lagerungsverhältnisse lassen folgende Schlüsse zu: Die teilweise ziemlich steil nach verschiedenen Richtungen einfallende Oberfläche des roten tonigen Gneiszersatzes stellt einen Teil eines zerschnittenen ehemaligen Erosionsreliefs dar, das später durch mächtige fluviatile Ablagerungen verschüttet wurde. Da diese Ablagerungen an verschiedenen Stellen Solifluktionsschutt enthalten und keine Fossilien in ihnen gefunden wurden, dürften sie in einer Kaltzeit entstanden sein. Ihre Zusammensetzung und die Aufeinanderfolge der einzelnen Schichten deuten darauf hin, daß das Material zu einem beachtlichen Teile von den Talflanken in den Fluß gelangte und am Rande wieder abgelagert wurde, bzw. daß es sich um Ablagerungen in Seitenarmen oder Altwässern eines periglazialen Flußbettes handelt. Das setzt voraus, daß der Fluß auf einer breiten Talaue hin und her pendelte, was bei einer Verschüttung des Aschafftales bis in diese Höhe durchaus verständlich ist. Grobe Schotter finden sich nur am Eingang zur Grube Grün, sind aber auch dort reichlich mit Solifluktionsschutt gemischt. Auftretende Zonen von Gneisgrus und glimmerreichem Sand beweisen, daß das Material aus der näheren Um-

139) Vgl. S. 97.

gebung stammt und Gneiszersatz an der Oberfläche des damaligen Talhanges gelegen haben muß.

Die fluviatilen Ablagerungen sind in einer Höhe von ca. 150–170 m über NN aufgeschlossen. Da die Aschaff heute bei Hösbach in 137 m Höhe fließt und das Tal bereits vor der Verschüttung ungefähr diese Tiefe aufwies¹⁴⁰⁾, muß die gesamte Auffüllung eine Mächtigkeit von 30–40 m erreicht haben.

Für ihre Datierung ergeben sich nur wenige Anhaltspunkte. Zweifellos ist sie auf Grund ihrer Ausbildung jünger als die Ablagerungen der Grube am Bahnhof Hösbach, die nach ihrem Fossilgehalt ins Altpleistozän und von Credner sogar ins Oberpliozän gestellt wurden¹⁴¹⁾. Die zeitlich obere Begrenzung bildet die Zerschneidungsphase, die zur Wiedereintiefung des Tales führte. Der danach abgelagerte Löß unterlag einer kräftigen Bodenbildung, die in die Eem-Warmzeit gehören dürfte, worauf im Kapitel über den Löß noch näher einzugehen ist¹⁴²⁾. Damit stammt der Löß, auf dem diese Bodenbildung stattfand, aus der Rißeiszeit. Die Zerschneidung selbst fand nach dem Ausmaß ihrer Wirkung wohl in einer inter- bzw. frühglazialen Phase statt. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse kommt das Frühglazial der Rißeiszeit oder bei einer großen Zweiteilung der Rißeiszeit das Frühjungriß in Frage. Die kaltzeitliche Talauffüllung ist demnach in das Altriß oder, was wahrscheinlicher ist, in die Mindeleiszeit zu stellen. Damit rückt diese Verschüttung zeitlich in die Nähe der vorhergehenden warmzeitlichen Akkumulation, und man kann den Gedanken erwägen, beide als Teile einer mächtigen Aufschüttung anzusehen. Gegen eine unmittelbare Aufeinanderfolge sprechen der unterschiedliche Charakter beider Ablagerungen und die Tatsache, daß die warmzeitliche wenigstens bis 155 m über NN hinaufreicht und die kaltzeitliche ihre Basis mindestens in 150 m über NN, wahrscheinlich aber noch tiefer hat. Diese Verhältnisse deuten eine Erosionsphase zwischen beiden Akkumulationen an, die in das zwischen der Warm- und Kaltzeit liegende Frühglazial, also etwa in das Frühglazial der Mindeleiszeit, zu stellen ist. Falls diese Erosionsphase nur die Unterbrechung einer langandauernden Verschüttung darstellte, war sie vermutlich klimatisch bedingt, während für die lange Aufschüttungsphase tektonische Ursachen anzunehmen sind, die in der Kaltzeit noch durch klimatische verstärkt wurden und dadurch zu so mächtiger Aufschüttung führten.

140) Siehe S. 64.

141) Vgl. S. 63 ff.

142) Siehe S. 88 ff.

Eine solche Deutung stimmt gut überein mit den bisherigen Anschauungen über die Entwicklung des Maintales. Auch die im Maintal nachgewiesene Auffüllung trägt mindestens teilweise warmzeitlichen Charakter. Für den oberhalb des Spessarts gelegenen Teil konnte das von Wurm und Körber nachgewiesen werden ¹⁴³⁾. Im Unterlauf des Mains enthalten die nach Wagner gleichaltrigen Mosbacher und Kelsterbacher Terrassen an ihrer Basis kaltzeitliche Ablagerungen, die von warm- und kaltzeitlichen Schichten überdeckt sind. Sie werden von Wagner in die Günzzeit, in das Günz-Mindel-Interglazial und in die Mindelkaltzeit gestellt ¹⁴⁴⁾.

Diese altpleistozäne Verschüttung des Maintales erreichte nach Körber im Aschaffener Becken eine Höhe von 160–170 m über NN ¹⁴⁵⁾. Ein solcher Wert paßt sehr gut zur Höhe der Auffüllung des Aschafftales. Diese Übereinstimmung in der Höhe der Talverschüttung und im warm- und kaltzeitlichen Charakter der Ablagerungen legt den Schluß auf eine gleichzeitige Entstehung nahe. Die warmzeitliche Akkumulation dürfte danach in das Günz-Mindel-Interglazial gehören, die folgende Zerschneidung in das Frühglazial der Mindelzeit und die anschließende mächtige Talverschüttung in das Mindel-Glazial. Diese Datierung war auch auf Grund der Lagerungsverhältnisse als wahrscheinlich bezeichnet worden und kann damit als ziemlich sicher angesehen werden. Die Zerschneidung der mächtigen Auffüllung ist in die Rißzeit zu stellen.

Mit einer Aufschüttung im Aschafftal hatte schon Credner gerechnet. Allerdings konnte er die von ihm in der Grube Grün unter dem Löß und über dem roten Ton gefundenen, verschieden gefärbten Tone und Sande noch nicht als Glieder der heute erschlossenen mächtigen Talverschüttung nachweisen. Auch Bakker nahm eine Akkumulation im Aschafftal an. Brunnacker bezeichnete 1956 die unter dem Löß liegenden Sande und Lehme als Schwemmschicht ¹⁴⁶⁾.

Auch von anderen Flüssen wurden mächtige Talverschüttungen beschrieben. So konnte Semmel eine starke Auffüllung des Weschnitztales nachweisen, die große Ähnlichkeit mit der kaltzeitlichen Aufschüttung des Aschafftales besitzt. Sie besteht ebenfalls vorwiegend aus Tonen, Lehmen, Sanden und

143) Vgl. S. 66–67.

144) W. WAGNER, Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern. Notizbl. d. Hess. LA f. Bodenforschg. 6, 1 (1950), S. 177–192.

145) H. KÖRBER, Zur oberpleistozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens. Notizbl. d. Hess. LA f. Bodenforschung 87 (1959), S. 398–414.

146) BRUNNACKER 1956, S. 39.

Kiesen, die keine Fossilien enthalten. Wie im Aschafftal finden sich Reste pseudogleyartiger Bodenbildungen in ihnen. Die Basis der Aufschüttung liegt, wie in den Gruben nördlich von Hösbach, bei etwa 150 m über NN und die Oberkante der Verschüttung bei etwas über 170 m. Wie im Aschafftal wird sie von Lehmen und Lössen mit Bodenbildungen überlagert. Auch Semmel vermutet eine mindeleiszeitliche Entstehung dieser Aufschüttung ¹⁴⁷⁾. Als Ursache für die Verschüttung nimmt er vorwiegend klimatische Gründe an, schließt aber die Tektonik nicht aus und hält auch eine Stauwirkung durch eine periglaziale Rheintalverschüttung für möglich. Reste einer warmzeitlichen Akkumulation konnte er nicht auffinden. Andere mächtige Talauffüllungen wurden in die Rißeiszeit gestellt. Zu einer solchen Datierung kamen Bakker bei der Verschüttung des Mümlingtales und Poser für die Auffüllung des Okertales ¹⁴⁸⁾.

Aus den bisher beschriebenen Befunden in Verbindung mit dem bereits bekannten Aufschluß am Bahnhof Hösbach, den Ausführungen über die jungtertiäre Oberfläche im Aschaffgebiet und dem heutigen Formenschatz läßt sich folgende Entwicklung des Aschaffsystems im älteren Pleistozän ableiten:

Bei der Entstehung des Aschafftales in der Zeit vom oberen Pliozän bis zum älteren Pleistozän wurde die jungtertiäre Oberfläche zerschnitten und die mächtige Verwitterungsdecke weitgehend abgetragen. Die Zerschneidung betrug bereits zu Beginn des Altpleistozäns ca. 60–80 m, womit schon ungefähr die heutige Taltiefe erreicht war. Der relativ hohe Betrag der Einschneidung wurde ermöglicht durch das Vorhandensein der mächtigen, leicht ausräumbaren tropischen Verwitterungsdecke, die der Tiefenerosion keinen nennenswerten Widerstand entgegenzusetzen vermochte. Ursache dieser Erosion waren der Klimawechsel, d. h. der Übergang vom Flächenspülklima des Jungtertiärs zu einem die lineare Tiefenerosion begünstigenden außertropischen Klima sowie die in die gleiche Zeit fallenden tektonischen Bewegungen an der westlichen Begrenzung und im Westteil des Spessarts. Das kräftige Einschneiden und das weiche, leicht ausräumbare Verwitterungsmaterial werden dazu beigetragen haben, daß es im Aschafftal in etwas größerer Höhe über dem Fluß keine deutlich ausgeprägten Terrassen gibt. Diese Tatsache war bereits Credner aufgefallen und von ihm damit begründet worden, daß nach „dem ältesten Diluvium keinerlei

¹⁴⁷⁾ SEMMEL, S. 471.

¹⁴⁸⁾ H. POSER, Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen. Abh. d. Braunschweig. Wiss. Ges. 2 (1950), S. 109–122.

erhebliche Schollenbewegungen“ im Aschaffgebiet stattgefunden haben¹⁴⁹⁾. Auf die Phase der Talbildung folgten entsprechend dem Wechsel der pleistozänen Warm- und Kaltzeiten Perioden der Akkumulation und solche, in denen die fluviatilen Ablagerungen vom Fluß wieder zerschnitten und ausgeräumt wurden. Die vorhandenen Aufschlüsse weisen auf zwei Akkumulationsperioden hin, die vielleicht nur durch eine kurze Erosionsphase unterbrochen wurden.

Die erste dürfte bereits in einer Warmzeit des Frühpleistozäns, etwa dem Günz-Mindel-Interglazial, stattgefunden haben. Sie kann mit der von Wurm und Körber angenommenen frühpleistozänen, warmzeitlichen Verschüttung des Maintales in Verbindung gebracht werden, die nach Körber tektonische Ursachen hatte¹⁵⁰⁾. Die darauf folgende Erosionsphase dürfte in das Frühglazial der Mindeleiszeit gehören und klimatische Ursachen haben. Die zweite Akkumulationsperiode führte zu einer mächtigen Verschüttung des Aschafftales sowie der Nebentäler und erreichte bei Hösbach Beträge von 30 m und mehr. Es handelt sich um eine kaltzeitliche Auffüllung, die wahrscheinlich altrißeiszeitlichen oder mindeleiszeitlichen Alters ist. Eventuell stellt sie die Fortsetzung der warmzeitlichen Aufschüttung dar, ist dann als tektonisch bedingt anzusehen und wurde durch klimatische Ursachen wesentlich verstärkt. Auf nicht überfluteten Stellen des aufgeschütteten Tales kam es infolge der großen Durchfeuchtung zu gleyartigen Bodenbildungen.

Auch diese mächtige Talverschüttung wurde vom Fluß wieder zerschnitten und bis auf geringe Reste ausgeräumt. Die folgenden Zeiten mit Bodenbildung, Solifluktion und Lößablagerung leiten zu der jungpleistozänen Entwicklung des Aschafftales über.

c) Die jungpleistozäne Entwicklung des Aschafftales

Zur Entschleierung der jüngeren Geschichte des Aschaffsystems mußte in Ermangelung von geeigneten Aufschlüssen eine andere Methode gewählt werden. Das Schwergewicht lag hierbei auf der Auswertung von Bohrprofilen. Diese Möglichkeit ergab sich erst durch den Bau der Autobahn Frankfurt am Main—Würzburg, die durch das gesamte Aschafftal zieht. Für diesen Bau waren eine große Anzahl von Bohrungen notwendig, deren Ergebnisse mir freundlicherweise vom Autobahnamt Nürnberg zur Verfügung gestellt wurden. Die Auswertung lieferte sehr wertvolles Material über den Aufbau des Aschafftales.

149) CREDNER 1922, S. 64–65.

150) Vgl. S. 67.

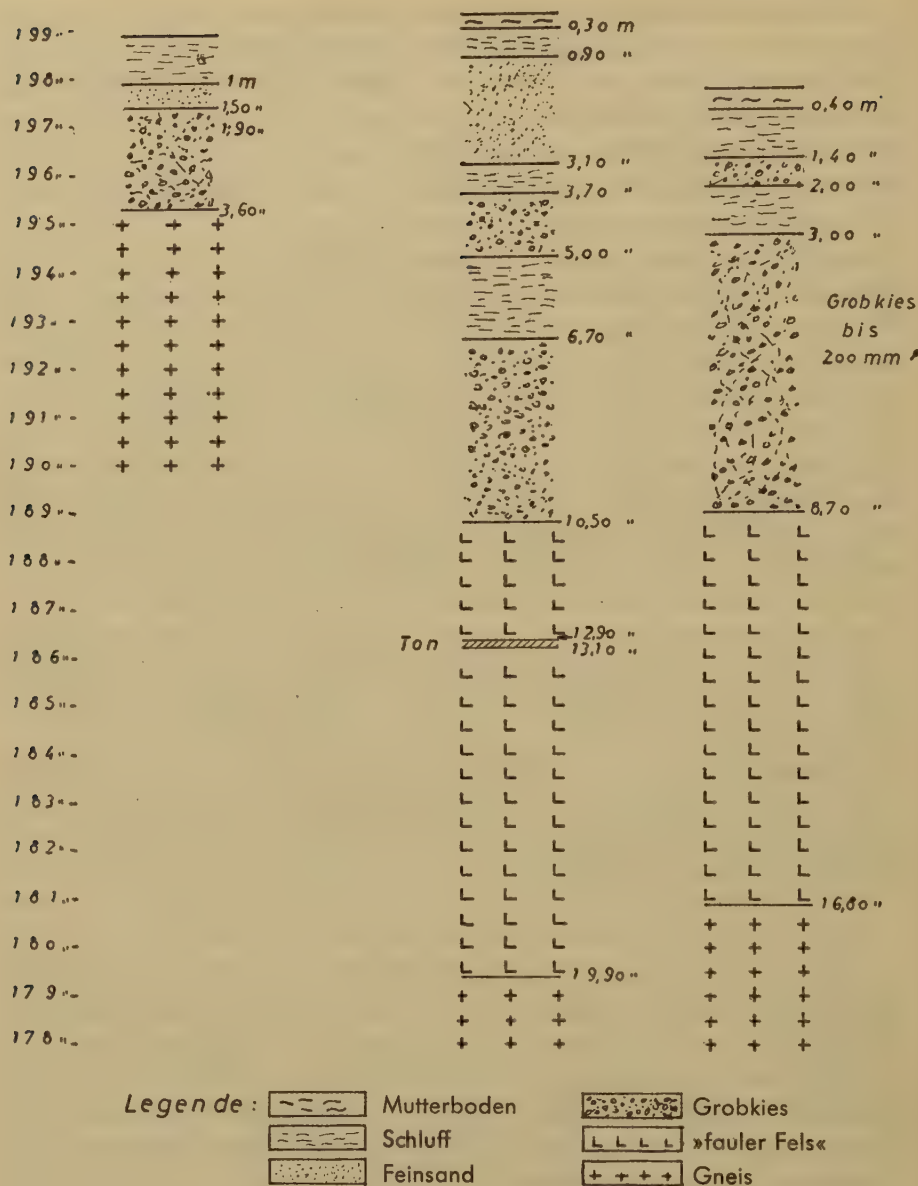


Abb. 6 Untergrund des Tales im Oberlauf der Aschaff südlich von Waldaschaff

Selbstverständlich war von vornherein klar, daß mit dieser Methode eine genaue Analyse der jüngeren Entwicklung des Aschafftales nicht gegeben werden kann. Terrassenaufschlüsse, bei denen man den Aufbau des Schotterkörpers, die Lagerungsverhältnisse, die Art der Schotter, ihre Einregelung, ihren Verwitterungsgrad usw. genau untersuchen und teilweise auch messen kann, lassen sich durch Bohrprofile, die nur einen sehr begrenzten Einblick in die Horizonte liefern, nicht ersetzen.

Die Bohrungen beginnen weit im Oberlauf an der Kauppenbrücke südlich von Waldaschaff, die zwischen Birkenberg und Kauppen die Kleinaschaff überspannt. Die Stelle liegt direkt an der Buntsandsteinstufe, die hier am Oberlauf der Aschaff ein Stück nach Osten ausbiegt. Sowohl Kauppen als auch Birkenberg bestehen aus Buntsandstein, während im Tal der Gneis ansteht. Die Entfernung zur Aschaffquelle beträgt etwa 3 km. Damit sind die Bohrungen an der Kauppenbrücke in ausgezeichnete Weise dazu geeignet, ein Bild vom Talaufbau im Oberlauf der Aschaff und gleichzeitig an der Buntsandsteinstufe zu vermitteln. Auf Abb. 6 sind drei der Bohrungen dargestellt. Das erste kurze Profil liegt westlich des Baches, während die beiden anderen sich östlich der Aschaff befinden. Die Auswertung aller Bohrungen an dieser Stelle ergab folgende wichtige Ergebnisse:

1. Die Talauffüllung beträgt hier maximal 10,50 m.
2. Der Bach fließt heute ziemlich dicht an der Westseite des Tales. Das ursprünglich vorhanden gewesene Tal liegt zum größeren Teil östlich zwischen Bach und Kauppen.
3. Die Talausfüllung besteht aus zwei voneinander getrennten Grobkieslagen, die auf eine zweimalige starke Schuttanlieferung schließen lassen.
4. Die Berechnung der unteren Grobkieslage ergab für die Basis die Werte 188,50 m, 188,79 m, 188,96 m, 189 m, 189,30 m und 190 m. Damit liegt der Talboden hier in einer Höhe von durchschnittlich 189 m. Als Mächtigkeiten wurden gefunden 1,60 m, 3,20 m, 3,80 m, 5,70 m, 5,70 m und 7 m, woraus sich eine mittlere Mächtigkeit von ca. 4–6 m ergibt.
5. Bei der Berechnung der oberen Grobkieschicht wurden für die Basis die Werte 194,29 m, 195,28 m, 195,30 m, 195,66 m und 196,30 m ermittelt, d. h. im Durchschnitt 195 m. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0,60 m, 1,30 m, 1,50 m und 1,80 m. Der Durchschnitt beträgt ungefähr 1,50 m.

6. Die Schotter bestehen aus Buntsandstein. Die einzelnen Gerölle sind ziemlich grob und erreichen einen Durchmesser bis zu 200 mm. Sie sind nur kantengerundet, stellenweise auch noch eckig.

7. Zwischen den beiden Grobkieslagen befindet sich eine Schicht schluffigen Materials.

8. Der feste Gneis beginnt im Untergrund des Tales erst in einer Tiefe von ca. 20 m.

Zur Erklärung dieser Tatsachen ist folgendes zu bemerken: Da die Kauppenbrücke direkt an der Buntsandsteinstufe liegt und die Aschaff aus dem Buntsandsteingebiet kommt, ist es nur natürlich, daß die Schotter aus Buntsandstein bestehen. Die geringe Abrundung bzw. die noch vorhandene Eckigkeit der einzelnen Schotter beruht auf dem kurzen Transportweg im Bach und der Tatsache, daß sicher ein beachtlicher Teil als Solifluktionsschutt nur an der Stufe heruntergeflossen ist und im Bach abgelagert wurde. Daraus läßt sich eine kaltzeitliche Aufschüttung des Tales ableiten. Dafür spricht auch die Größe der Gerölle, die einen Durchmesser bis zu 200 mm erreichen¹⁵¹⁾. Die große Mächtigkeit erklärt sich dadurch, daß direkt an der Stufe die größten Schuttmassen anfielen und infolge der geringen Transportkraft des Baches auch gleich wieder abgelagert wurden. Die Talauffüllung ist sicher jungpleistozänen Alters. Auf Grund der Schotter ist anzunehmen, daß die Akkumulation zur Zeit starker Solifluktion stattfand. Sie dürfte daher nach Ausbildung eines Dauerfrostbodens und starker Schuttanlieferung und Schuttüberlastung des Baches eingetreten sein. Mensching setzt die Aufschüttungszeit ins Früh- bis Hochglazial¹⁵²⁾. Die Mächtigkeit der unteren Schotterschicht bis zu 7 m läßt auf eine lange Akkumulationszeit bei intensiver Schuttanlieferung schließen. Der darüber liegende Schluff zeigt eine Änderung der Ablagerungsbedingungen an. Da bei der Enge des Tales eine Bachverlegung ausscheidet, ist zur Zeit der Schluffbildung kein grobes Material vorhanden gewesen, was durch eine Klimaänderung erklärt werden kann. Wie die weiteren Ablagerungen zeigen, wiederholte sich der gesamte Vorgang in einem wohl kürzeren Zeitraum noch einmal. Man könnte allerdings auch an eine nachträgliche Wiederausräumung oder eine Zeit mit nicht so kräftiger Schuttbildung denken. Sicher aber handelt es sich um zwei Perioden mit starker Schuttanlieferung. Ob beide in die Würmeiszeit zu stellen sind, läßt sich

151) Vgl. auch K. P. UNGER, Klimamorphologische Untersuchungen an pleistozänen Schotterkörpern der Saale. *Biul. Perigl.* 4 (1956), S. 405–414.

152) H. MENSCHING, Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. *Erdk.* 5 (1951), S. 69.

nicht eindeutig sagen. Mensching betonte, daß die würmeiszeitliche Aufschüttung im wesentlichen einheitlich ist¹⁵³⁾. Danach könnte man annehmen, daß es sich hier um zwei übereinanderliegende Schotterkörper aus der Riß- und Würmeiszeit handelt. Die Mächtigkeitsverhältnisse sprechen aber gegen eine solche Deutung, wenn man nicht eine beträchtliche Wiederausräumung annehmen will. Vermutlich weist die Schluffzwischenlage doch auf eine Unterbrechung der würmeiszeitlichen Aufschotterung hin. Die tiefere und mächtigere Grobschotterlage dürfte wohl aus der Hauptakkumulationsperiode der Würmeiszeit stammen und die obere Grobschotterschicht eine zweite Phase starker Akkumulation nach einer Klimaschwankung darstellen.

Die Verwitterung des Gneises im Untergrund des Tales, der in den Profilen als „fauler oder mürber Fels“ bezeichnet wird, ist mindestens präwürmeiszeitlich, jedoch auf Grund ihrer mehr als 10 m betragenden Mächtigkeit höchstwahrscheinlich wesentlich älter.

Die nächste Bohrung im Talgrund liegt etwa 4 km flußabwärts, wenig oberhalb der Einmündung des Bessenbaches in die Aschaff. Auf dem Zwischenstück läuft die Autobahn südlich der Aschaff am Talhang entlang. Die niedergebrachten Bohrungen zeigen unter dem Mutterboden meist Schluff und dann „faulen und mürben Fels“. Stellenweise enthalten sie etwas Kies und zeigen einen Schotterkörper am Hang an. Ein solcher liegt südlich des Hockenhofes westlich von Waldaschaff in einer Mächtigkeit von fast 1 m und einer Höhe von ca. 185 m über NN, 13 m über der heutigen Talsohle.

Etwa 1 km unterhalb stießen die Bohrungen am Talhang südlich Weiler auf einen mächtigen Schotterkörper. Er liegt 200–250 m südlich der heutigen Aschaff. Die gesamte Mächtigkeit der Ablagerungen erreicht mehr als 8 m. Es handelt sich um zwei Kiesschichten, von denen die untere rund 6 m, die obere bis zu 2 m mächtig ist. Getrennt werden die beiden Schotterlagen von Ton, Sand und Schluff. Ähnliche Schichten in einer Mächtigkeit von 2–3 m decken den Schotterkörper nach oben ab. Die Basis der Ablagerungen befindet sich auf „faulem oder mürbem Fels“ in 166 m über NN oder 1–2 m über dem Bachniveau. Die Bohrungen haben in Nord-Süd-Richtung einen Abstand von ca. 30 m und erreichen die Basis in fast gleicher Tiefe, wodurch ein mindestens 30 m breiter, flacher Rest eines ehemaligen Talbodens bewiesen wird. Lediglich die südwestlich gelegene Bohrung trifft die Basis einen Meter höher an und weist damit auf einen

¹⁵³⁾ MENSCHING 1951, S. 69.

Anstieg zu einem höheren Niveau hin. Ob die beschriebenen Ablagerungen zusammengehören oder ob sie Reste von zwei Schotterkörpern enthalten, worauf die tonig-schluffigen Lagen zwischen den Kiesschichten hindeuten könnten, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen.

Die Frage der Datierung ist nicht eindeutig zu entscheiden. Das Vorkommen am Hockenhof befindet sich auf Grund seiner Höhenlage über der würmeiszeitlichen Talverschüttung und ist wahrscheinlich rißeiszeitlichen Alters. Nach Mensching liegt die Mittelterrasse 12–14 m über der Talaue, nach Bakker an der Aschaff 10–25 m¹⁵⁴⁾.

Bei dem Schotterkörper südlich Weiler fällt zunächst die Übereinstimmung mit den Ablagerungen an der Kauppenbrücke auf. An beiden Stellen folgt auf die untere, etwa 6 m mächtige Kiesschicht eine Schluffzwischenlage und dann eine zweite, etwa 2 m starke Schotterpackung. Der Unterschied zwischen beiden Vorkommen besteht darin, daß die Schotter südlich Weiler kleiner sind und nicht im Talgrund liegen, sondern 200 m südlich davon und etwas über der Talsohle. Die geringe Größe erklärt sich durch den längeren Transportweg. Die Lage südlich des heutigen Baches kann eine randliche Ablagerung andeuten. Nach Unger steigen die Unterkanten der Schotterkörper zum Ufer hin um mehrere Meter an. Auf Grund der Übereinstimmung der Ablagerungen mit denen an der Kauppenbrücke kann man ebenfalls würmeiszeitliches Alter annehmen. Auch die geringe Höhe über dem Bachniveau stützt diese Ansicht. Das Aschafftal müßte dann während der Würmeiszeit mindestens bis zu rund 10 m über dem heutigen Bachniveau verschüttet gewesen sein. Man kann aber auch an einen tiefliegenden Rest einer älteren Talverschüttung denken.

Die Bohrung im Talgrund der Aschaff oberhalb der Einmündung des Bessenbaches ergab eine 6 m mächtige Auffüllung, bestehend aus einem Schotterkörper von mindestens 1,40 m am Talgrund und einer Überlagerung von Schluff. Die Schotter dürften der würmeiszeitlichen Aufschüttung angehören und werden von Auelehm überlagert.

Nun wechselt die Autobahn auf den nördlich der Aschaff gelegenen Hang. Hier wurde am Talrand unterhalb der Tannenhöhe ein Schotterkörper gefunden, der, obwohl er ganz am Talrande liegt, seine Basis noch 3 m unter dem heutigen Bachbett hat. Die Vermutung liegt nahe, daß in der Talmitte die Akkumulation noch wesentlich größer ist.

Auf der Strecke bis zum Bahnhof Hösbach wurden beim Bau der Autobahn zweimal Schotterkörper angeschnitten. Der eine liegt in etwa 165 m

154) BAKKER 1930, S. 85.

Höhe am östlichen Talhang, nördlich von Unterbessenbach, fast 10 m über dem Bachniveau. Er besitzt eine Mächtigkeit von 1,50 m und besteht aus Sanden mit gut gerundeten Buntsandsteinschottern. Die zweite Stelle befindet sich nördlich des Aschaffsteges, östlich vom Bahnhof Hösbach. Unter 5–6 m mächtigen schluffigen Schichten liegen Schotter in einer Mächtigkeit von mehr als 1 m. Im oberen Teil sind sie kleiner und wechseln mit Sandlagen, im unteren Teil liegen grobe, kantengerundete Schotter, die einen Durchmesser bis zu 150 mm aufweisen. Sie bestehen vorwiegend aus Buntsandstein, aber auch Quarze und Gneisgerölle treten auf, deren Feldspäte kaolinisiert sind. Die Basis der Schotter liegt mit 151 m ca. 2 m über dem Bachniveau. In beiden Fällen kann man an würmeiszeitliche Terrassen oder Reste rißeiszeitlicher Talverschüttung denken.

Dann quert die Autobahn die Eisenbahn und kurz vor der Einmündung der Laufach wieder die Aschaff. Die Bohrungen ergaben eine 6 m mächtige Talauffüllung. Den Untergrund bildet auf mindestens 3 m zersetzter oder angewitterter Gneis. Am Talgrund liegt ein Schotterkörper von 1,80 m, der bis faustgroße Schotter enthält. Überlagert wird er von Schluff mit Pflanzenresten, Feinsand und Lehm. Dicht daneben zeigten die Bohrungen für den Schmerlenbach-Durchlaß ganz ähnliche Verhältnisse, nämlich eine 5,7 m tiefe Talauffüllung, die am Grunde Schotterschichten von 1,80 m mit Geröllen bis 100 mm Durchmesser aufweist. Während bei der Aschaffbohrung die Pflanzenreste in Tiefen von etwa 2,20 m lagen, wurden hier Holzreste in Schluff und Feinsand in fast 6 m Tiefe gefunden.

Die nächste Bohrung findet sich an der Stelle, wo die Landstraße von Hösbach nach Hösbach-Bahnhof die Aschaff und die Autobahn überquert. Die Talauffüllung beträgt hier fast 8 m und besteht aus einem 3,40 m starken Schotterkörper am Grunde, der von Schluff überlagert wird.

Da die Bohrungen jetzt in kurzen Abständen aufeinander folgen, werden nicht alle beschrieben, sondern nur die wichtigsten herausgegriffen. Unmittelbar südlich des Ortes Hösbach zeigen die Bohrungen nur eine Talauffüllung von 3 m, wovon bis 1,80 m auf Schotter entfallen. Den Untergrund bildet sogenannter „fauler Fels“. Da sowohl unterhalb als auch oberhalb die Talausfüllung mindestens das Doppelte beträgt, ist anzunehmen, daß eine größere Taltiefe und Auffüllung seitlich vom heutigen Bachlauf zu finden ist.

An der Überführung der Mühlstraße in Hösbach ergab sich wieder eine Auffüllung von 6,30 m. Hier bot sich die Möglichkeit zur Legung eines Querprofils durch das Tal, weil die Mühlstraße in südlicher Richtung zu-

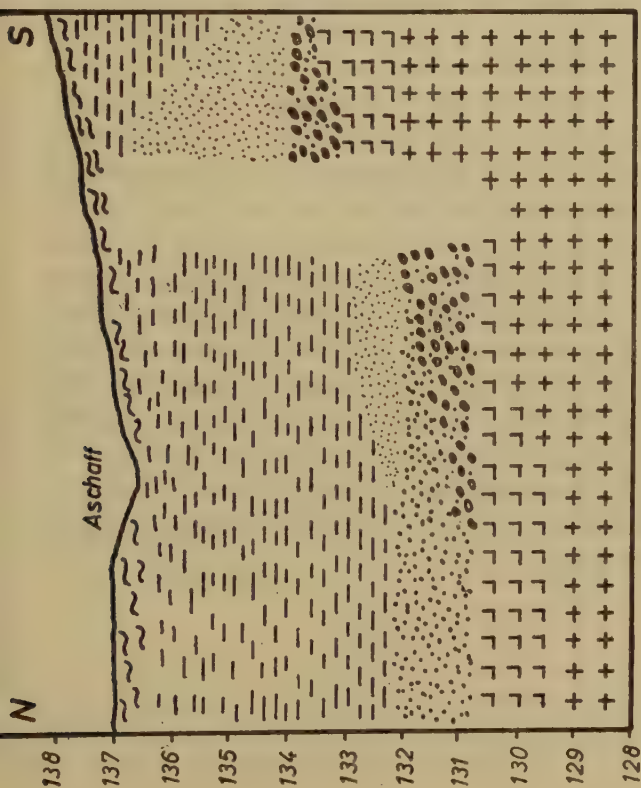
erst über die Aschaff und dann über die Autobahn führt und an beiden Stellen Bohrungen niedergebracht wurden. Der Abstand zwischen beiden Punkten beträgt ca. 40 m. Nördlich der Aschaff fand man eine Talauffüllung von 6,20 m. Die Basis des Schotterkörpers liegt in einer Höhe von 130,80 m über NN. Die Bohrungen an der Autobahn liegen nördlich, in der Mitte und südlich der Bahn und haben einen Abstand von je etwa 20 m. Die Bohrung nördlich der Autobahn erreichte die Basis des Schotterkörpers in 130,7 m Höhe. Da auch nördlich des Baches für die Basis fast der gleiche Wert gefunden wurde, ergibt sich daraus ein ebener Boden des Tales unter der heutigen Aschaff (Abb. 7). Dagegen trifft die in der Mitte der Autobahn stehende Bohrung die Basis des Schotterkörpers schon in einer Höhe von 133 m an, und südlich der Bahn liegt die Basis in 133,50 m. Wie aus diesen Werten hervorgeht, befindet sich genau unter der Autobahn ein Anstieg des Talbodens. Da dieser Anstieg nicht gleichmäßig erfolgt, liegt vermutlich eine verschüttete Talkante vor, die fast 3 m hoch ist. Sie trägt einen Schotterkörper, der mächtiger ist als der im Talboden. Ob beide gleichaltig sind, läßt sich so nicht entscheiden. Es ist durchaus möglich, daß hier ein Rest einer älteren Talverschüttung von einer jüngeren bedeckt wurde. Einen solchen Fall hat Poser aus dem Okeratal beschrieben. Mensching fand im Leinetal, „daß die rißeiszeitlichen Schotter mit ihrer Basis noch unter die Schotter der würmeiszeitlichen Niederterrasse herunterreichen“¹⁵⁵⁾. Da seiner Meinung nach die interglazialen Tonablagerungen meist nicht erhalten sind, „findet man die Schotter der neuen Kaltzeit (Würm) auf den rißeiszeitlichen Schottern liegen“¹⁵⁶⁾. Auch Herz berichtete aus dem Muldetal, daß ältere Schotter von jüngeren überdeckt werden, beide zusammen aber nur einen Schotterkörper bilden¹⁵⁷⁾. Auf Grund von Bohrprofilen allein ist aber eine Unterscheidung dieser Schotter nicht möglich.

Zwischen Hösbach und Goldbach erreicht der Schotterkörper am Talgrund eine Mächtigkeit von 4 m und enthält Gerölle, die einen Durchmesser von mehr als 110 mm haben. Nur 150 m oberhalb dieser Stelle beträgt die Auffüllung direkt unter der heutigen Aschaff nur 4,70 m mit einer Schotterschicht von 0,90 m. Diese Bohrung liegt bereits wieder mehr am Rande des ursprünglichen Talbettes.

155) MENSCHING 1951, S. 61.

156) Ebd. S. 62.

157) K. HERZ, Die große Schotterterrasse des Muldetales im nordwestlichen Sachsen, Geogr. Berichte 12 (1959), S. 133.



Legende :

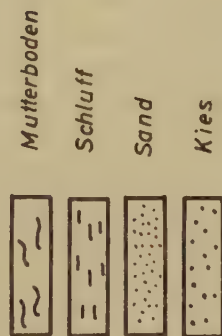


Abb. 7 Querprofil durch den Untergrund des Aschaffgrundes in Hösbach (zehnfach überhöht)

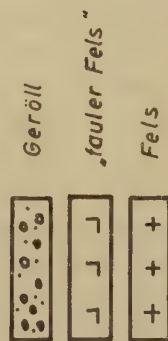
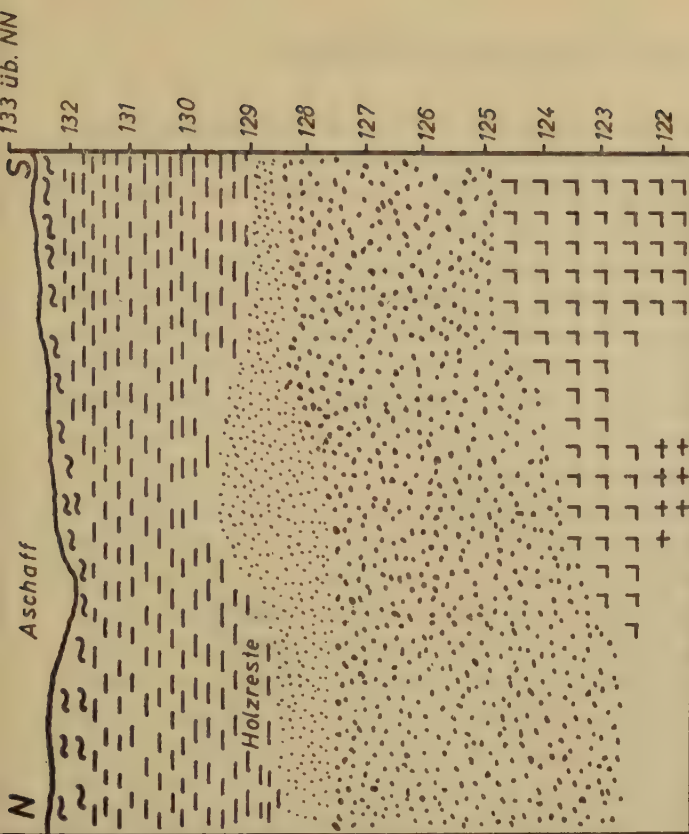


Abb. 8 Querprofil durch den Untergrund des Aschaffgrundes in Goldbach (zehnfach überhöht)

Ein zweites Querprofil durch das Tal ergibt südlich Goldbach ein ähnliches Bild wie bei Hösbach (Abb. 8). Für die Überführung der Bahnhofstraße über die Aschaff und die Autobahn waren wieder eine Reihe von Bohrungen in Nord-Süd-Richtung notwendig. Der Abstand zwischen Aschaff und Autobahn beträgt ebenfalls ca. 40 m. Nördlich der Aschaff fand man eine über 9 m mächtige Talauffüllung, die 5,40 m Kies enthält und die Basis in 122,60 m über NN hat. Zwischen Aschaff und Autobahn erbrachte die Bohrung ganz ähnliche Werte, die gleiche mächtige Kieselpackung und die Basis in 123 m Höhe. Die nächste weiter südlich gelegene Bohrung traf die Basis in 124,80 m an. Auch hier erfolgt also ein Anstieg der Talsohle nach Süden hin um 2 m.

Rund 400 m talabwärts ergaben die Bohrungen für die Aschaffbrücke eine Talauffüllung von mindestens 7 m. Da sie den Schotterkörper, der mindestens 3,50 m mächtig ist und große Steine enthält, nicht durchsunken haben, ist mit einem ähnlichen Wert wie bei Goldbach zu rechnen.

An der Stelle, wo zwischen Aschaffenburg und Goldbach die Bundesstraße 26 die Autobahn überquert, wurde mit 10,75 m die größte Talauffüllung festgestellt. Die Verhältnisse sind in Abb. 9 dargestellt. Der Talboden liegt in einer Höhe von 119,75 m. Die Sande und Schotterlagen haben eine Mächtigkeit von ca. 6 m. Die Bohrungen für die Brücke über die Aschaff kommen mit ungefähr 10 m zu einem ähnlichen Ergebnis oder erreichen den Talgrund gar nicht. Als Begründung für die hohen Werte der Akkumulation hier im Unterlauf kann man tektonische Einflüsse annehmen. Die Aschaff tritt jetzt in das Senkungsgebiet des Aschaffener Beckens ein. Das würde allerdings voraussetzen, daß die tektonischen Bewegungen bis in die jüngste geologische Vergangenheit andauert haben. Eine zweite Erklärungsmöglichkeit wäre der durch die Mündung in den Main bedingte Rückstau in der Aschaff.

Um dem Stadtgelände von Aschaffenburg auszuweichen, verläßt die Autobahn nun das Aschafftal und zieht am Südabfall des Hahnenkamms nördlich von Aschaffenburg vorbei. Die hier niedergebrachten Bohrungen geben Aufschluß über die Nordseite des Tales. Ungefähr 600 m unterhalb der Unterführung der Bundesstraße 26 über die Autobahn zeigt das Tal 200 m nördlich des heutigen Aschafflaufes noch eine Talauffüllung von 6 m, an deren Grund ein mehr als 2 m mächtiger Schotterkörper liegt. Das beweist, daß der Fluß das Tal in beachtlicher Breite aufgeschottert hat. Die abschließende Zusammenfassung aller dieser Einzeluntersuchungen führt zu folgenden Ergebnissen:

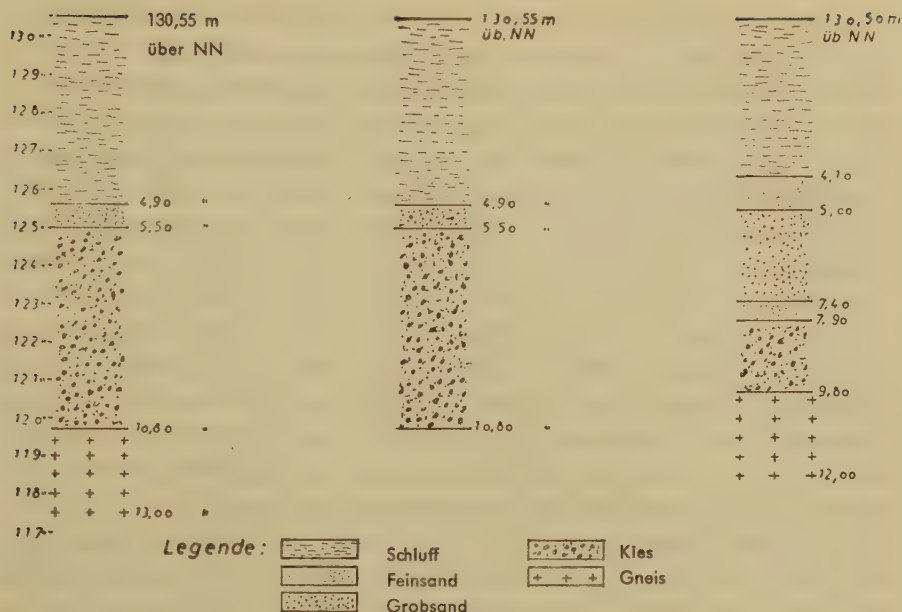


Abb. 9 Untergrund des Aschafftales östlich Aschaffenburgs

Die Aschaff fließt auf ihrem gesamten Lauf in ihren eigenen Aufschüttungen. Die Talauffüllung besteht aus Schottern, Grob- und Feinsand, Schluff und Ton und enthält nahe der Oberfläche stellenweise Pflanzenreste. Die Mächtigkeit der Ablagerungen beträgt maximal mehr als 10 m. Dieser hohe Betrag wird im Ober- und Unterlauf erreicht, während im Mittellauf eine Talauffüllung von etwa 6 m festgestellt wurde. Dieses Ergebnis stimmt sehr gut mit den Untersuchungen Schäfers überein, der eine durchschnittliche periglaziale Talauffüllung von 6 m fand und bei höheren Beträgen örtliche Ursachen dafür verantwortlich machte¹⁵⁸⁾. Den Grund für die 10 m mächtige Aufschüttung im Oberlauf der Aschaff bildet die starke Schuttanlieferung an der Buntsandsteinstufe während des Pleistozäns. Im Unterlauf muß angenommen werden, daß die tektonisch bedingte Absenkung des Aschaffener Beckens die Ursache für die starke Talauffüllung darstellt. Auch der durch den Main hervorgerufene Rückstau im Mündungsgebiet der Aschaff kann eine Rolle gespielt haben. Am Grunde des Tales liegt fast überall ein Schotterkörper, der aus groben Schottern besteht, die im Oberlauf bis zu 200 mm Durchmesser haben. Er

158) SCHÄFER, S. 101.

kann eine Mächtigkeit bis zu 7 m erreichen. Stellenweise, hauptsächlich im Oberlauf, ist darüber noch eine zweite Schotterlage vorhanden, deren Gerölle kleiner sind und die bis zu 2 m mächtig wird. Zwischen beiden liegen tonige, feinsandige oder schluffige Schichten. Das beweist einen Wechsel in den Transportbedingungen, der auf eine Klimaänderung deuten kann. Die über den Schotterlagen befindlichen und in den Bohrprofilen als Schluff bezeichneten Schichten stellen verschwemmtes Lößmaterial und Auelehm dar. Nach den Untersuchungen von Mensching beträgt die Auelehmdecke bis zu 4 m¹⁵⁹⁾. Dieser Betrag wird im Aschaffgebiet oft erreicht und gelegentlich auch überschritten. Den Untergrund des Tales bildet Gneis, der in den meisten Fällen angewittert oder verwittert ist.

Stellenweise konnten im Talgrund verschüttete Talkanten mit darüber liegenden Schottern nachgewiesen werden. Auch oberhalb des heutigen Bachniveaus wurden Schotterkörper gefunden, deren Oberkante in den meisten Fällen ca. 10 m über dem heutigen Bach liegt. Die Mächtigkeit dieser Schotter beträgt 1–8 m. Da die vorhandenen Unterlagen keine genaue Datierung zulassen, können die Schotter aus der Würmeiszeit stammen und damit eine beträchtliche jungpleistozäne Talverschüttung andeuten. Es ist aber auch möglich, daß sie jungrißeiszeitliche Ablagerungen oder tiefliegende Reste einer älteren Talverschüttung darstellen.

Die Talauffüllung dürfte zum größten Teil würmeiszeitlichen Alters sein und begann in der Zeit starker Schuttanlieferung durch Solifluktion. Wahrscheinlich hat die durch die starke Schuttzufuhr erheblich vermehrte Geröllmenge zunächst zu einer verstärkten Erosion geführt. Die Aufschotterung begann erst, als der Fluß die groben Gerölle nicht mehr zu transportieren vermochte.

Neben den würmeiszeitlichen Schottern haben sich unter dem heutigen Talboden möglicherweise Reste rißeiszeitlicher Ablagerungen erhalten. Von anderen Flußgebieten sind ähnliche Verhältnisse bekannt geworden. Für das Maingebiet konnte A. Wurm nachweisen, daß einige sehr tief-
liegende Schotterkörper Reste älterer Talverschüttungen darstellen.

Aus diesen Tatsachen läßt sich die gesamte Entwicklung des Aschafftales wie folgt rekonstruieren:

1. Die erste Anlage des Aschafftales führt mindestens bis an die Wende von Tertiär zu Quartär zurück. Wahrscheinlich flossen die Wassermassen schon im Jungtertiär im Bereich des heutigen Aschafftales auf einer flach

159) H. MENSCHING, Schotterfluren und Talauen im niedersächsischen Bergland. Gött. Geogr. Abh. 4 (1950), S. 49.

eingemuldeten Fläche, deren Reste bei Goldbach und Hösbach heute in einer Höhe von etwa 200—220 m anzunehmen sind.

2. Bereits bis einschließlich Altpleistozän schnitt sich die Aschaff ca. 60 bis 80 m tief in den tertiären Verwitterungsmantel bzw. das Grundgebirge ein und erreichte damit schon ungefähr die heutige Taltiefe.

3. Der Wechsel von Warm- und Kaltzeiten innerhalb des Pleistozäns sowie tektonische Bewegungen zwangen den Fluß zu mehrmaliger Aufschotterung und zum Wiedereinschneiden in die eigenen Ablagerungen.

4. Die erste Talauffüllung, deren Reste in der Ziegeleigrube am Bahnhof Hösbach aufgeschlossen waren, fand in einer frühpleistozänen Warmzeit statt. Sie kann vermutlich mit der von Wurm und Körber angenommenen frühpleistozänen, warmzeitlichen Verschüttung des Maintales parallelisiert werden, die Körber in das Günz-Mindel-Interglazial stellt und für die er tektonische Ursachen verantwortlich macht.

5. Darauf folgte wahrscheinlich im Frühglazial der Mindeleiszeit eine Erosionsphase, die möglicherweise nur eine Unterbrechung der Aufschüttung darstellte und vermutlich keine großen Wirkungen erzielte. Sie dürfte auf klimatische Ursachen zurückzuführen sein.

6. Eine mächtige kaltzeitliche Talverschüttung schloß sich an, die wahrscheinlich ins Mindelglazial zu stellen ist. Sie erreichte Beträge bis zu 30 m und mehr und füllte das Aschafftal bei Hösbach bis in eine Höhe von 170 m über NN auf. Vielleicht stellt sie die Fortsetzung der warmzeitlichen Aufschüttung dar. In diesem Falle hatte sie tektonische Ursachen, die durch klimatische wesentlich verstärkt wurden.

7. Die folgende Ausräumung, die spätestens in der Rißeiszeit stattfand, konnte nicht alle Reste dieser Aufschüttung beseitigen. Nicht nur an den Talhängen blieben Überreste davon erhalten, sondern wahrscheinlich befinden sich auch am Talboden ältere Schotter unter bzw. neben würmeiszeitlichen.

8. Im Jungpleistozän erfolgte eine neue klimatisch bedingte, kaltzeitliche Talauffüllung, die aber nicht solche Ausmaße wie die vorhergehende erreichte, sondern Beträge von 10—15 m aufwies.

9. Am Übergang vom Pleistozän zum Holozän wurde durch erneute Erosion die Niederterrasse morphologisch ausgebildet. Dabei blieben große Teile der jungpleistozänen Auffüllung am Talboden erhalten.

10. In der Folgezeit lagerten sich auf diesen Schottern und Sanden verschwemmtes Lößmaterial und Auelehm ab. Diese Schicht kann bis zu 5 m mächtig werden und enthält stellenweise Holz- und Pflanzenreste. Nach Mensching ist sie in historischer Zeit entstanden.

2. Der Löß im Aschaffgebiet

a) Verbreitung des Lösses

Der Löß stellt eine sehr weit verbreitete Ablagerung im Aschaffgebiet dar und überzieht in wechselnder Mächtigkeit den größten Teil der Landschaft. Das Innere des Gebietes ist ziemlich vollständig vom Löß bedeckt. Besonders zu erwähnen sind die großen Flächen nördlich von Goldbach und Hösbach, die von den Bächen Goldbach, Hösbach und Güntersbach zur Aschaff entwässert werden. Ein zweites bedeutendes Gebiet liegt südlich der Aschaff zwischen der Buntsandsteinstufe im Osten und dem Schmerlenbacher Wald im Westen. Aber auch die Talhänge der Sailauf, Laufach sowie des Oberlaufes der Aschaff und des Bessenbaches mit seinen Nebenbächen werden von Löß überzogen. Dagegen sind die Höhen, die am Rande des Aschaffgebietes liegen und die Grenze zu den Nachbargebieten darstellen, heute meist lößfrei oder tragen nur einen sehr dünnen Lößschleier. Hierher gehören der Hahnenkamm, der Schmerlenbacher Wald, die Zeugenberge vor der Stufe und die Buntsandsteinstufe selbst ¹⁶⁰⁾. Der Fuß der Ausliegerberge und der Buntsandsteinstufe sowie die Abhänge des Schmerlenbacher Waldes und des Hahnenkamms sind aber von Löß bedeckt. Besonders auf der Nordseite des Schmerlenbacher Waldes sind sie meterdick von Löß verhüllt, wie eine Reihe von Lößhohlwegen, z. B. der Steinbuckelsgrund zwischen Schafberg und Kauppe, beweisen. Die Mächtigkeit der Lößablagerungen ist sehr unterschiedlich. Die größten Mächtigkeiten liegen an den Hängen der kleinen Täler nördlich des Mittellaufes der Aschaff. Hier werden am Goldbach- und Hösbachtal Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreicht. In den übrigen Gebieten sind Lößmächtigkeiten von 2–3 m häufig anzutreffen. Nach den Höhen zu wird die Lößdecke immer dünner und geht schließlich in einen Lößschleier über, der zu den lößfreien Gebieten überleitet.

b) Beschreibung und Deutung der Vorkommen

Nördlich der beiden Orte Hösbach und Goldbach liegen die mächtigsten und interessantesten Lößvorkommen. Sie sind in vier Ziegeleigruben aufgeschlossen, von denen sich zwei nördlich von Goldbach und die beiden anderen nördlich von Hösbach befinden.

160) Vgl. BÜCKING, S. 196.

Die Wand der Grube Grün an der Straße nach Wenighösbach erreicht eine maximale Höhe von 17–18 m. Sie enthält in ihrem unteren Teil den bereits erwähnten und beschriebenen roten, tonigen Gneiszersatz ¹⁶¹). Darüber folgt eine etwa 1 m mächtige Übergangszone, die aus grusig-tonigem, weiß, rot und gelb gefärbtem Material besteht, aber nicht überall ausgebildet ist. Sie wird von den hier erhaltenen Resten der mächtigen kaltzeitlichen Talverschüttung überlagert ¹⁶²), die mit einer bis zu 0,80 m starken, sandig-kiesigen Schicht mit Buntsandsteingeröllen einsetzen. Darüber befinden sich in wechselnder Mächtigkeit und verschiedener Färbung sandige, lehmige und tonige Zonen in streifenförmiger Anordnung. Sie finden sich vorwiegend im Westteil der Grubenwand und keilen nach Osten zu aus. Dann folgt bis zum Ende der Wand ein gut 10 m mächtiger Abschnitt aus Lößmaterial, der sich aus mehreren, deutlich unterscheidbaren Schichten zusammensetzt (Abb. 25). Bei der Aufnahme der Profile stellte sich heraus, daß große Teile des Materials solifluidal verflossen oder umgelagert sind. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß die Profile häufig voneinander abweichen. Trotzdem ergeben sich eine Reihe von Übereinstimmungen, die um so größere Wichtigkeit für die Deutung besitzen (vgl. Profile 5 und 6).

Auf eine umgelagerte Zone an der Basis des Lößabschnittes folgt ein rost- bis ockerbrauner, kalkfreier Lößlehm in einer Mächtigkeit von mehr als 2 m. Die in einzelnen Abschnitten auftretende plattige Struktur, dünne Streifung, schwach wellenförmige Schichtung und die Korngrößenanalyse der Probe 1 a mit dem relativ höheren Anteil größerer Kornfraktionen weisen auch hier auf Umlagerung hin. Im oberen Drittel enthält diese Schicht Krotowinen von fast 10 cm Durchmesser, die mit grauem, stark kalkhaltigem Löß gefüllt sind. Die Krotowinen stellen Gänge dar, die von Steppennagern in den Boden gegraben wurden, der damals hier die Oberfläche bildete. Nach Brunnacker deuten sie Steppenboden an und finden sich vorwiegend in der Basisfließerde ¹⁶³). Ihre Erhaltung ist gleichzeitig ein Hinweis darauf, daß das Material nach der Entstehung der Krotowinen nicht mehr bewegt wurde. Der graue, stark kalkhaltige Löß, der sie nachträglich ausgefüllt hat, stammt aus der nächst höheren Schicht, die mehr als 1 m mächtig ist und aus solchem grauem, stark kalkhaltigem Löß besteht, der Lößschnecken und an der Basis Pseudomysel aufweist. In Pro-

¹⁶¹) Siehe S. 31.

¹⁶²) Vgl. S. 70.

¹⁶³) K. BRUNNACKER, Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. Geol. Bav. 34 (1957), S. 7 und 70.

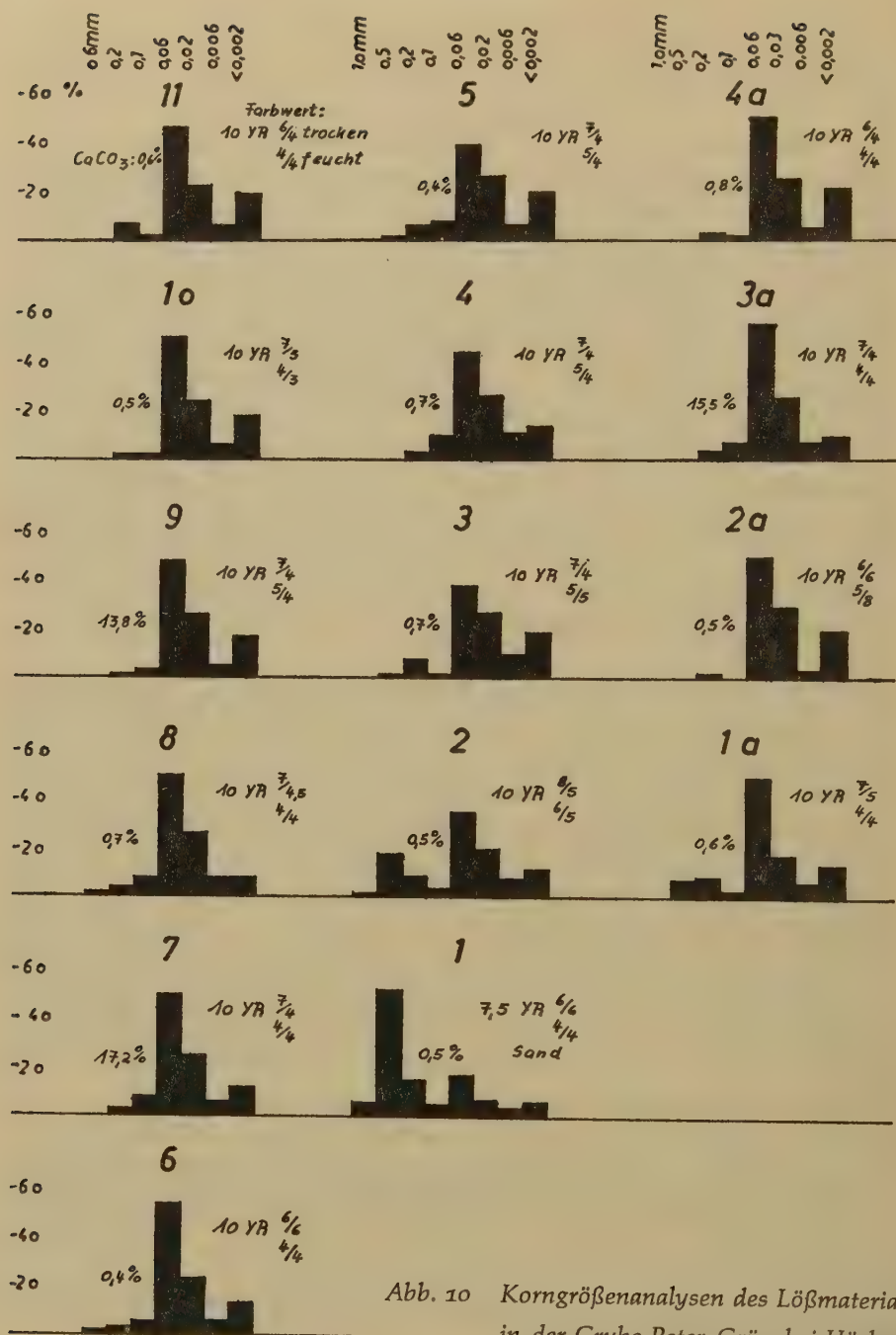


Abb. 10 Korngrößenanalysen des Lößmaterials
in der Grube Peter Grün bei Hösbach

fil 5 folgt über der umgelagerten Verbraunung (Probe 3) eine mächtige Zone verflössenen Materials, die von einem grauen kalkhaltigen Löß von 1,60 m abgeschlossen wird (Probe 7). Darüber schließt sich wieder umgelagertes Material mit kleinen Steinen an, und darauf liegt ein zweiter kalkhaltiger Löß mit Lößkindeln am Grunde (Probe 9). Das Profil 6 dagegen enthält insgesamt drei kalkreiche Lössе, von denen der mittlere starke Verwürgungsspuren zeigt und mindestens teilweise umgelagert ist (Probe 3 a). Die Zone mit Lößkindeln und Pseudomycel, die hier bis zu 20 cm mächtig wird, findet sich in diesem Profil zwischen den beiden oberen Lössen. Darüber folgt brauner und graustreifiger Lößlehm, und den Abschluß nach oben bildet der Mutterboden.

Die benachbarte Ziegeleigrube der Hösbacher Ziegelwerke an der Straße nach Schöllkrippen enthält über dem die Basis bildenden rot-violetten Gneiszersatz wesentlich mächtigere Reste der kaltzeitlichen Talverschüttung¹⁶⁴⁾. Darüber folgt der Lößabschnitt der Profile, der im Nordwesten nur 2—3 m umfaßt, aber nach Osten und Süden sehr an Mächtigkeit zunimmt. Im Nordwesten liegt über rostfarbigem, glimmerreichem Bachsand mit Buntsandsteingeröllen grauer, kalkreicher Löß, der von braunem, mindestens teilweise umgelagertem Lößlehm bedeckt ist, auf den ein zweiter hellgrauer, kalkreicher Löß folgt (vgl. Profil 2). Weiter im Osten, wo der Bachsand nicht mehr durchgehend vorhanden und stellenweise mit dem unterlagernden Solifluktionsschutt vermischt ist (Abb. 29)¹⁶⁵⁾, bilden auch die beiden kalkhaltigen Lössе über dem Bachsand eine Zone, die in der Mitte nur Lehmбänder enthält (vgl. Profil 3). Auf Grund dieses Befundes ist anzunehmen, daß nach der Ablagerung des Bachsandes solifluidale Bewegungen den Sand mit dem unterlagernden Schutt stellenweise vermischten oder völlig abtrugen. Die Lehmбänder im Löß weisen ebenfalls auf Umlagerungen hin und stellen vielleicht Reste von Bodenbildungen dar.

Auf der Südseite (vgl. Profil 4) folgt über Solifluktionsschutt (Probe 1 b), der aus eckigen Quarzen besteht, eine mehr als 2 m mächtige, dunkelockerbraune Schicht, die im unteren Teil kalkfreien, plattigen Lößlehm enthält, während weiter oben prismatische Absonderung vorherrscht. Besonders hervorzuheben ist der hohe Tongehalt im oberen Teil dieser Zone (Probe 4 b). Darüber liegen grau-braune schluffige Schichten mit Krotonen, die mit kalkreichem Löß gefüllt sind. Es folgen braun- und gelblichstreifige umgelagerte Zonen, über denen sich wieder ockerbrauner, pris=

¹⁶⁴⁾ Vgl. S. 67 ff.

¹⁶⁵⁾ Siehe S. 69.

matische Absonderung zeigender Lößlehm findet. Über einem stark roststreifigen, kalkhaltigen Löß schließt sich hellgrauer, kalkhaltiger Löß mit Lößschnecken an, und den Abschluß bildet der rezente Boden.

An der Westseite der Grube zeigt sich, daß die mächtige Verbraunung, die sich im Süden an der Basis des Lößprofils befindet, über den fluviatilen Sanden, Schottern und Tonen liegt, nach Norden zu ziemlich steil ansteigt und immer schmaler wird. Dasselbe gilt von den darüber liegenden Horizonten. Den Abschluß nach oben bildet umgelagertes, hellgraues, kalkhaltiges Lößmaterial, das hier und da ganz dünne Bändchen von Sand oder Kies enthält. Auf der Ostseite herrschen zunächst ähnliche Verhältnisse wie an der Südwand. Dann steigen die einzelnen Horizonte nach Norden an, werden immer schmaler und leiten zu den Verhältnissen der Nordwand über.

Vergleicht man die eben beschriebenen Lößprofile, so findet man in der Grube Grün an der Basis über den Resten der Talverschüttung eine durchgehend ausgebildete mächtige Verbraunungszone, die sicher den umgelagerten Rest einer Bodenbildung darstellt. Im Profil 6 weist sie in ihrem oberen Teil mehrere, mit grauem, kalkreichem Löß gefüllte Krotowinen auf. Auch das an der Südseite der neuen Grube aufgeschlossene Profil enthält über der Talverschüttung eine mehr als 2 m mächtige Verbraunung. Unmittelbar über ihr finden sich mit kalkreichem Löß gefüllte Krotowinen. Auf Grund der Lagerung der Verbraunung direkt über der Talverschüttung, der sehr ähnlichen Färbung und der Tatsache, daß im oberen Teil dieser Zone bzw. unmittelbar darüber in beiden Gruben Krotowinen auftreten, die sonst an keiner anderen Stelle in den aufgenommenen Profilen zu finden waren, ist mit großer Sicherheit anzunehmen, daß hier Reste der gleichen Bodenbildung vorliegen, zumal sich beide Gruben dicht beieinander befinden.

Eine genauere Untersuchung läßt aber verschiedene Unterschiede erkennen. Nur die Verbraunung an der Südseite der neuen Grube weist die typische prismatische Absonderung auf ¹⁶⁶⁾, während die Verbraunung in der Grube Grün mehr plattig und gestreift ist. Ein Vergleich der Korngrößenanalysen (Proben 1 a, 2 a, 3, 3 b, 4 b) zeigt, daß gerade die Probe 4 b, die dem prismatischen Absonderung zeigenden Material entnommen ist, mit über 30 % den höchsten Anteil der kleinsten Korngrößenfraktion aller untersuchten Proben aufweist. Hinzu kommt, daß gerade dieses Material den kräftigsten Farbwert hat. Dies alles deutet auf eine sehr intensive und lang an-

166) Vgl. BRUNNACKER 1957, S. 7.

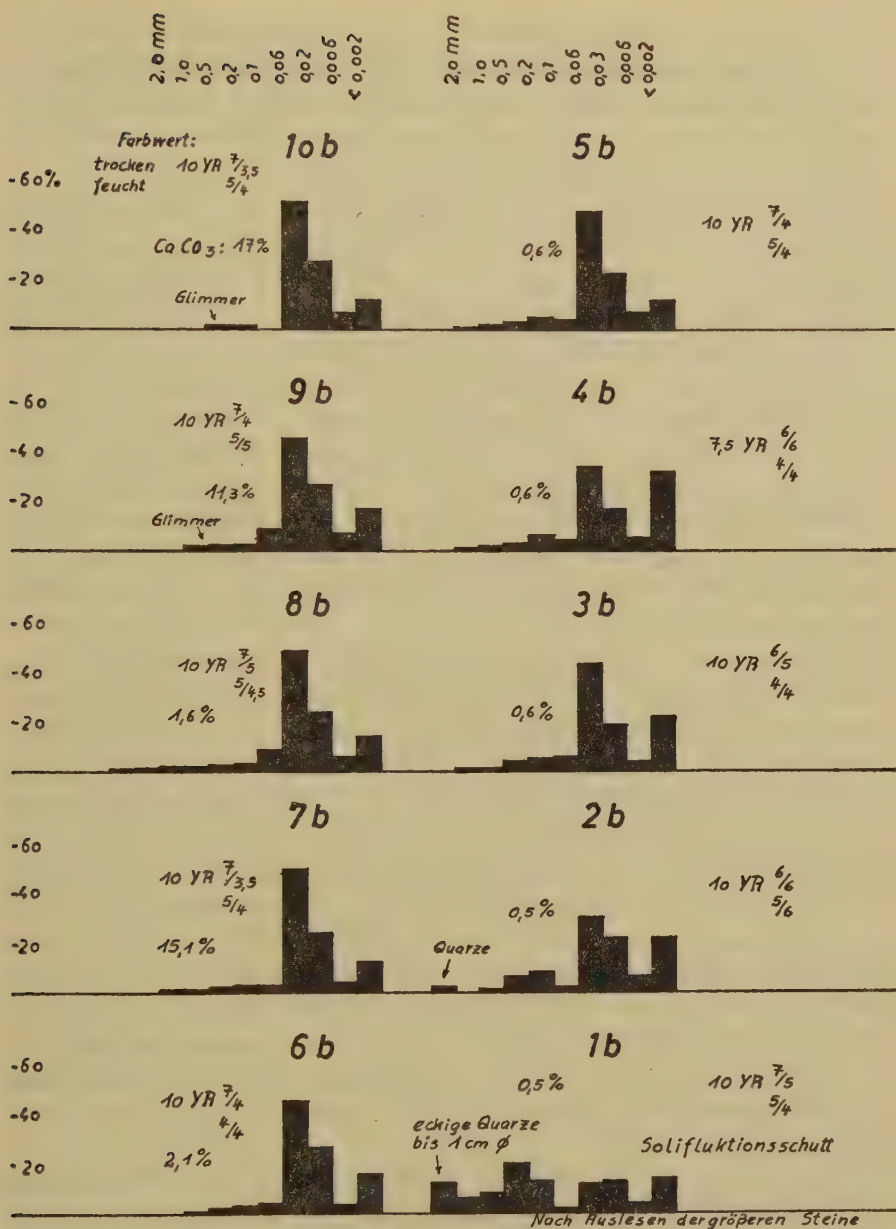


Abb. 11 Korngrößenanalysen des Materials an der Südseite der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke

dauernde Verwitterung. Die Proben 2 a, 3 und 3 b haben mit durchschnittlich 20 % auch recht hohen Tongehalt. Die Unterschiede sind darauf zurückzuführen, daß die mehr plattigen Zonen mit nicht so hohem Tongehalt nicht in situ liegen, sondern umgelagert sind.

Darüber folgt in der Grube Grün ein mehr als 1 m mächtiger grauer, kalkhaltiger Löß (vgl. Profil 6). An verschiedenen Stellen sind zwischen der umgelagerten Verbraunung und dem Löß mächtige verflossene Zonen eingeschaltet (vgl. Profil 5). Dieser Löß fehlt an der Südwand der neuen Grube. Es schließt sich braunes, plattiges und streifiges, umgelagertes und vorwiegend lehmiges Lößmaterial an, auf dem in der neuen Grube ein zweiter ockerbrauner, prismatische Absonderung zeigender Lößlehm liegt, der in der Grube Grün nicht mehr vorhanden ist. Vielleicht stellt der bräunliche Lößlehm im Profil 6, der an der Basis Lößkindel und Pseudomycel enthält, den untersten Rest dieser Verbraunung dar. Darauf liegt wieder kalkhaltiger Löß, der in der neuen Grube zunächst roststreifig ausgebildet ist. Er geht nach oben in einen grauen, kalkreichen Löß über. Den Abschluß der Profile bilden dann entkalkte, braune Lößlehme und der Mutterboden.

Die Deutung von Lößprofilen stößt vor allem deswegen auf Schwierigkeiten, weil es bisher noch keine einheitliche Anschauung über den Ablauf des Pleistozäns und seiner einzelnen Phasen gibt. Unterschiedliche Auffassungen bestehen sowohl über die Zahl als auch über die Gliederung der einzelnen Glazialzeiten. Nicht einmal über die Gliederung des letzten Glazials, der Würmeiszeit, ließ sich bisher eine Einigung erzielen. Auch über den Zeitpunkt der Lößbildung innerhalb der einzelnen Eiszeiten gehen die Meinungen auseinander¹⁶⁷⁾. Büdel und Woldstedt haben Klima- und Vereisungskurven der Würmeiszeit gegeben¹⁶⁸⁾. In seiner Arbeit über „Die Gliederung der Würmeiszeit“ beschäftigt sich Büdel mit den Ursachen des „Würm-Wirrwarrs“ und gibt Erklärungen für die unterschiedlichen Befunde und Ansichten. Dadurch wird eine gewisse Annäherung der verschiedenen Standpunkte erreicht, jedoch immer noch keine einheitliche Auffassung über die Gliederung der Würmeiszeit, wie Büdel selbst durch

167) Vgl. im Literaturverzeichnis: BÜDEL 1950–1960, FREISING 1949–1954, BRUNN-ACKER 1956–1957, SCHÖNHALS 1950–1954, WEINBERGER 1950.

168) J. BÜDEL, Die periglazial-morphologische Wirkung des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. *Erdk.* 7 (1953), S. 249–266 und derselbe, Die Gliederung der Würmeiszeit. *Würzburger Geogr. Arb.* 8 (1960). P. WOLDSTEDT, Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart 1954. Derselbe, Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Löss in ihr. *Eisz. u. Geg.* 7 (1956), S. 78–86; derselbe, Eine neue Kurve der Würmeiszeit. *Eisz. u. Geg.* 9 (1958), S. 151–154.

Vergleich seiner Kurve mit der von Woldstedt feststellt¹⁶⁹⁾. Die Gliederung der älteren Glazialzeiten ist natürlich noch schwieriger.

Trotzdem muß versucht werden, zu einer Erklärung der vorgefundenen Erscheinungen zu kommen. Ausgangspunkt der Deutung ist die in beiden Gruben über der kaltzeitlichen Aufschüttung liegende mächtige Verbraunung. Zweifellos handelt es sich hier um Reste einer bedeutenden Bodenbildung, die, wie die Probe 4 b zeigt, sehr intensiv gewesen ist. Der hohe Tongehalt dieser Verbraunung, ihr Farbwert und die noch erhaltene beachtliche Mächtigkeit, die Krotowinen und das darüber folgende Lößprofil sprechen dafür, in dieser Verbraunung den Rest eines eemzeitlichen Bodens zu sehen, der dem Kremser Boden entsprechen dürfte. Zwar betont Brunnacker, daß mit Krotowinen „nicht immer ein interglaziales Bildungsalter des Bodens zu beweisen ist“¹⁷⁰⁾, doch sprechen im vorliegenden Fall noch eine Reihe anderer Faktoren für eine solche Deutung. Dieser Boden ist in der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke teilweise noch in situ erhalten, während er in der Grube Grün umgelagert ist.

Am Beginn der auf diese Bodenbildung folgenden Kaltzeit fielen die oberen Bodenhorizonte der Abtragung zum Opfer. Beweise für die beachtlichen solifluidalen Vorgänge des Frühglazials sind neben den fehlenden oberen Horizonten der Bodenbildung die umgelagerten unteren Bodenhorizonte in der Grube Grün, in denen die Steppennager die Krotowinen gruben. In der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke gehören hierher die ebenfalls Krotowinen aufweisenden, umgelagerten Schichten über der mächtigen Verbraunung. Auch die an verschiedenen Stellen in der Grube Grün auftretenden mächtigen, verflossenen Zonen zwischen der umgelagerten Verbraunung und dem kalkhaltigen Löß (vgl. Profil 5) bilden einen Teil der Basisfließerde.

In dem anschließenden Hochglazial wurde der graue, stark kalkhaltige Löß abgelagert, der auch die Krotowinen ausfüllte und den ältesten würmezeitlichen Löß darstellt. Erneute Solifluktion, die durch eine feuchtere Phase verursacht wurde, räumte den kalkreichen Löß an der Südseite der neuen Grube ab, auf dessen ehemaliges Vorhandensein das Füllmaterial der Krotowinen hinweist. Diese solifluidalen Vorgänge lagerten in beiden Gruben braune, streifige und plattige Lößlehme ab. Der im Profil 6 darauf liegende gelbgraue, kalkhaltige Löß ist vermutlich auch in dieser Phase umgelagert worden.

¹⁶⁹⁾ BÜDEL 1960, S. 22 ff.

¹⁷⁰⁾ BRUNNACKER 1957, S. 7.

In einer folgenden Warmzeit entstand auf diesem umgelagerten Material eine neue Bodenbildung, deren Rest der zweite ockerbraune, prismatische Absonderung zeigende Lößlehm auf der Südseite der neuen Grube darstellt (Profil 4, Probe 8 b). Da diese Bodenbildung nicht so intensiv war, worauf der im Vergleich zur Probe 4 b geringere Tongehalt der Probe 8 b hindeutet, kann es sich hierbei vielleicht um eine dem Göttweiger Boden entsprechende Bildung handeln. Dieiedereinsetzende Klimaverschlechterung führte zur Kappung des Bodens an der Südwand der neuen Grube und zu seiner fast vollständigen Abtragung in der Grube Grün. Den untersten erhalten gebliebenen Rest dieses Bodens stellt vielleicht der zwischen dem gelbgrauen und dem grauen Löß in dem Profil 6 liegende bräunliche Lößlehm dar. Die hier auftretende mächtige Lößkindelzone und das Pseudomycel deuten an, daß aus den darüber liegenden Horizonten Kalk gelöst und in den tieferen Schichten abgelagert wurde. Da heute darüber grauer, stark kalkhaltiger Löß folgt, ist anzunehmen, daß eine entkalkte Verlehmungszone, die vielleicht dem zweiten ockerbraunen Lößlehm der neuen Grube entsprach, abgetragen worden ist.

Darauf fand wieder Lößablagerung statt. Der roststreifige Löß in der neuen Grube deutet eine Naßphase an (Profil 4, Probe 9 b). Beim erneuten Übergang zu trockenen, hochglazialen Verhältnissen entstand grauer, stark kalkhaltiger Löß, auf dem wieder eine Bodenbildung stattgefunden hat. In der Grube Grün weist die unmittelbar über dem verwitterten Gneis liegende Zone an verschiedenen Stellen starke Störungen auf. Auf Grund der Form und des Aufbaues dieser Strukturen handelt es sich ganz eindeutig um Würgeböden, die vorwiegend an der Oberkante des roten, tonig-grusigen Zersatzes auftreten, aber stellenweise auch weiter hinaufreichen. Sie werden weiter unten eingehend beschrieben ¹⁷¹⁾.

Die beiden anderen Ziegeleigruben, die mächtige Lößaufschlüsse enthalten, liegen nördlich von Goldbach im Goldbachtal. Von Goldbach kommend, erreicht man zuerst die Ziegelei Eisert, deren Grubenwand maximal ca. 24 m Höhe hat. Die Wand ist durch einen breiten Absatz in zwei Teile gegliedert. Der untere enthält graues und rötliches, grusig-toniges Material, das aus der Verwitterung von Gneis hervorgegangen ist ¹⁷²⁾.

Im oberen Drittel dieses Abschnittes sind zwei ziemlich breite Bänder mit eckigen Quarzen eingeschaltet; der zweite Abschnitt der Grubenwand oberhalb des Absatzes enthält das Lößprofil, das auf den Resten der Tal-

171) Siehe S. 103 ff.

172) Vgl. S. 34.

verschüttung liegt (Profil 7). Es enthält fast nur umgelagerte, streifige, feinschichtige Lößlehme und weist zwei mächtige Verbraunungszonen auf, die Reste umgelagerter Bodenbildungen sein können. Den Abschluß nach oben bildet ein graugelber, kalkreicher Löß, der an der Oberfläche dunkelbraun und stark humos ist.

Bei einem Vergleich dieses Profils mit denen von Hösbach fällt auf, daß es nur einen kalkreichen Löß enthält und große Teile des Profils verflossen sind, wodurch die Deutung sehr erschwert wird. Unter einem jüngeren Würmlöß, der an der Oberfläche liegt, folgt umgelagerter, brauner, streifiger Lößlehm. Der darunter liegende ockerbraune Lößlehm stellt vielleicht den verflossenen Rest einer Bodenbildung dar und entspricht eventuell der oberen ockerbraunen Zone an der Südwand der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke. Dann folgt wieder umgelagertes, schluffiges Material, das von einer stark verwürgten Zone und eckigem Solifluktionsschutt abgeschlossen wird. Dies sind Ablagerungen, die an den Beginn einer Kaltzeit gehören. Die darunter liegende Verbraunung könnte der verflossene Rest einer weiteren Bodenbildung sein. Ihre Marmorierung deutet eine Vergleyung an. Vergleyung tritt nach Brunnacker besonders im ausgehenden Interglazial auf. Da darüber Solifluktionsschutt und Fließerde liegen, hat eine solche Deutung in Verbindung mit dem gesamten Profil sehr viel für sich.

Zusammenfassend ergibt sich, daß im Aschaffgebiet mehrere Löss vorhanden sind, die aus der Würmeiszeit und wohl auch aus dem Rißglazial stammen. Die Würmlöss sind zum Teil noch kalkreich. Reste verschiedener Bodenbildungen ließen sich nachweisen, die dem Kremser bzw. dem Göttsweiger Boden zugehören dürften.

Nach dieser Betrachtung der Hauptvorkommen genügt es, einige der kleineren Aufschlüsse kurz zu erwähnen und zu charakterisieren, denn sie können bei weitem nicht solche Vollständigkeit erreichen und liefern auch keine wesentlichen neuen Gesichtspunkte. Verfolgt man das Tal des Hösbaches weiter nach Norden, so liegen auf der Ostseite des Tales zwei weitere Aufschlüsse, die über violetterem und gelblich weißem Gneisgrus nur wenig Löß zeigen. Am Münchhof vor Wenighösbach findet sich über dem Gneisgrus Löß in einer Mächtigkeit von etwa 1,80 m. Hier handelt es sich teilweise um Fließlöß. Noch weiter nach Nordwesten nimmt die Mächtigkeit rasch ab und geht in einen dünnen Lößschleier über.

Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes zeigen die Hänge der Zeugenberge stellenweise eine Lößüberkleidung, z. B. der Nordhang des Bisch-

lingsberges. In dem Winkel zwischen Laufach und Aschaff ist der Löß in Hohlwegen gut aufgeschlossen. Weitere kleine Aufschlüsse liegen am Oberlauf der Aschaff, östlich von Weiler bis Waldaschaff und im Bessenbachtal von Keilberg bis Oberbessenbach. Südlich von Hösbach ist der Löß in Hohlwegen, z. B. im Steinbuckelsgrund zwischen Schafberg und Kauppe, aufgeschlossen. Die bis ca 3 m hohe Hohlwegwand besteht aus gelbbraunem, kalkhaltigem Löß, der stellenweise Lößkindel enthält und nach oben in eine mehr bräunliche Bodenbildung übergeht. Unterlagert wird der Löß im oberen Teil des Hohlweges von vergrustem Material, im unteren Teil von rotbraunem Sand. Am Rande des Schmerlenbacher Waldes ist an verschiedenen Stellen der Löß in Mächtigkeiten bis zu 1 m zu sehen. Dort, wo der Schmerlenbach den Wald verläßt, ist der etwa 1 m mächtige Löß im unteren Teil gelb und kalkhaltig, im oberen Teil kalkfrei, verbraunt und verflossen.

c) Vergleich mit bisherigen Anschauungen und Lößvorkommen der Nachbargebiete

Über die Lössе im Aschaffgebiet ist bisher noch nicht viel gearbeitet worden. In der Literatur werden lediglich die Lössе der Grube Peter Grün nördlich von Hösbach besprochen, auf die sich damit der Vergleich beschränken muß. Credner erwähnte 1922 bei der Beschreibung der Hösbacher Grube den Löß nur kurz und berichtete, daß „der Ton das Liegende des Lösses bildet, der mit mächtiger Decke die ganze vom Hösbach-System entwässerte Landschaft bedeckt“¹⁷³⁾. Bakker fand 1930 das bereits wieder-gegebene Profil¹⁷⁴⁾. Die aufgeschlossene Lößmächtigkeit war damals noch recht gering, wies aber bereits Verlehmungen auf und bestand mindestens teilweise aus umgelagertem Löß. Die einzige genauere Beschreibung der Lössе dieser Grube gab Brunnacker mit folgendem Profil¹⁷⁵⁾:

A 20 cm	dunkelbrauner, humushaltiger Lößlehm,
B 40 cm	rostbrauner, prismatisch bröckeliger Lößlehm,
C 100 cm	graugelber, kalkreicher Löß mit bis 10 cm dicken braunen Lößlehmبändern;

Erosionsdiskordanz:

50 cm	unterer Löß: gelbbrauner, kalkreicher Löß mit Schnecken-schalen,
-------	--

¹⁷³⁾ CREDNER, S. 62.

¹⁷⁴⁾ Vgl. S. 33.

¹⁷⁵⁾ BRUNNACKER 1956, S. 39.

- 30 cm rostbraune bis braune Lößlehmfließerde, z. T. mit Löß
wechsellagernd,
- 50 cm gelbgrauer, kalkreicher Löß mit Succineenschalen,
- Übergang durch Wechsellagerung:
- 50 cm Basisfließerde: brauner Lößlehm mit stecknadelkopf-
großen FeMn-Konkretionen,
- 50-300 cm Schwemmschicht: hellgraubrauner, lehmiger Sand,
- 100 cm rostbrauner, graugefleckter, horizontalgeschichteter, san-
diger Lehm,
- 200-300 cm ockerbrauner, lehmiger Sand mit 5-10 cm dicken grauen
Lettenlagen unter viel Quarzgeröllen,
- bis 200 cm violetter, lehmig-tonig verwitterter Gneis,
- bis 500 cm grauer Gneiszersatz.

Ein Vergleich mit den Profilen 5 und 6 ergibt Übereinstimmung in der Gesamthöhe, aber bereits große Unterschiede im Verhältnis der Hauptteile des Profils zueinander. Brunnacker beschreibt Löß in einer Mächtigkeit von insgesamt 3,40 m, sandigen Lehm bzw. lehmigen Sand in einer Höhe von 7 m und schließlich 7 m verwitterten Gneis. Die Profile 5 und 6 enthalten Lößmaterial in einer Mächtigkeit von insgesamt fast 10 m, sandig-toniges Material in einer Stärke bis zu 2 m und den verwitterten Gneis in einer Mächtigkeit bis zu 6 m. Daraus ergibt sich zuerst einmal, daß Brunnacker in seinem Profil mehr den westlichen Teil der Grube berücksichtigt hat, wo die sandig-lehmigen Schichten eine größere Mächtigkeit besitzen. Für diese Auffassung spricht ferner, daß er die im östlichen Abschnitt auftretenden kryoturbaten Erscheinungen gar nicht erwähnt. Vielmehr schrieb er 1957: „Frostbodenbewegungen fehlen in Mainfranken an der Basis der Löss“¹⁷⁶⁾.

Der Lößabschnitt seines Profils stimmt mit dem des Profils 6 insofern überein, als beide drei kalkreiche Lößschichten enthalten. Die Unterschiede in der Mächtigkeit sind ohne weiteres möglich, da oft schon auf wenige Meter beachtliche Unterschiede in der Stärke der einzelnen Zonen auftreten.

Brunnacker gliedert die letzte Eiszeit in Würm I und Würm II. Da seiner Meinung nach Würm II in Hösbach fehlt, stellt er alle drei kalkreichen Lössse seines Profils in das Würm I und nimmt als Abschluß nach oben noch einen interstadialen, braunen Verwitterungshorizont hinzu. Auf die von ihm zwischen den beiden oberen Lössen angenommene Erosionsdiskor-

¹⁷⁶⁾ BRUNNACKER 1957, S. 40.

danz wurde auch auf Grund des Profils 6 geschlossen und wegen der Kalkanreicherung in dem zwischen beiden Lössen liegenden braunen Lößlehm angenommen, daß hier vielleicht eine dem Göttweiger Boden entsprechende Bildung abgetragen worden ist. Nach Brunnacker finden sich Lößkindel in Mainfranken besonders unter der dem Würm I/II zugehörigen Verbraunung¹⁷⁷⁾. Danach müßte aber der obere kalkreiche Löß in die jüngere Würmeiszeit gehören.

Alle Ablagerungen unter dem untersten kalkreichen Löß stammen nach Brunnackers Meinung aus dem Frühglazial, so daß das gesamte Profil, mit Ausnahme des verwitterten Gneises, der letzten Eiszeit zugehört. Gerade bei diesem Abschnitt ist zu berücksichtigen, daß Brunnacker die neue Grube an der Straße nach Schöllkrippen noch nicht kannte, damit auch nicht die beiden hier auftretenden fossilen Bodenhorizonte und auch nicht die hier besonders deutlichen Reste der Talauffüllung.

Die als Schwemmschicht bezeichneten sandigen Lehme und lehmigen Sande in der Grube Grün hielt er für frühglaziale Ablagerungen, erwähnte aber gleichzeitig, daß sie vielleicht auch erheblich älter sein können¹⁷⁸⁾. In einer Zusammenstellung der Lößprofile aus diesem Raum setzt er die Schwemmschicht in das Frühglazial über den eemzeitlichen Boden¹⁷⁹⁾. In keinem der übrigen Profile dieser Zusammenstellung tritt eine solche Schwemmschicht auf. Der Aufschluß in der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke hat gezeigt, daß die Schwemmschicht älter ist als die eemzeitliche Bodenbildung und einen Teil einer mächtigen, kaltzeitlichen Talverschüttung darstellt¹⁸⁰⁾.

Aus den Nachbargebieten sind neben der bereits genannten Auffassung Brunnackers über die Lößgliederung in Nordbayern die von Schönhals aus den hessischen Lößgebieten und die von Semmel aus dem Weschnitztal im Odenwald zu nennen. Schönhals fand in Hessen drei würmzeitliche Lössе, die durch zwei Bodenbildungen getrennt werden¹⁸¹⁾. In Hösbach hat es den Anschein, als ob kalkreicher Löß aus der von Schönhals als Würm I bezeichneten Zeit hier durch eine feuchtere Phase teilweise umgelagert bzw. untergliedert worden ist. Der oberste Löß stammt aus dem Würm II, während der jüngste würmzeitliche Löß des Rheingaues (Würm III) hier fehlen dürfte.

177) BRUNNACKER 1957, S. 8.

178) BRUNNACKER 1956, S. 39.

179) Ebd. S. 35.

180) Vgl. S. 67 ff.

181) E. SCHÖNHALS, Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. Notizbl. d. Hess. LA f. Bodenforschg. 6, 1 (1950), S. 244—259.

Sehr aufschlußreich ist der Vergleich mit den in der letzten Zeit von Semmel untersuchten Lößprofilen im Weschnitztal. Besonders das in der Grube Mölter aufgeschlossene Profil ¹⁸²⁾ zeigt große Übereinstimmung mit dem Profil an der Südseite der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke ¹⁸³⁾. Auf vergrustem Granitzersatz fand Semmel Solifluktionsschutt und darüber eine mächtige Verbraunung, die im unteren Teil streifiges Aussehen hat, im oberen prismatische Absonderung zeigt. Die gleiche Folge findet sich über Gneisgrus in Profil 4. Die von Semmel der Verbraunung entnommene Probe wies einen Tongehalt von 29 % auf ¹⁸⁴⁾, die Probe 4 b der unteren Verbraunung von Hösbach sogar über 30 %. Darüber fand Semmel eine umgelagerte, schwach humose Zone, die in Hösbach fehlt. Dagegen ist hier umgelagertes Material mit Krotowinen vorhanden. Dann folgt streifiger Löß, der bei Hösbach lehmig ausgebildet ist. Der darüber liegende kalkreiche Löß fehlt im Profil 4, ist aber in der Grube Grün durchgehend vorhanden. Auf dem Löß befindet sich in Hösbach umgelagertes Material, das im Weschnitztal nicht vorhanden ist. Es stellt einen weiteren Hinweis auf die große Bedeutung der Solifluktion in Mainfranken dar, die auch Brunnacker hervorhebt. Dann folgt in Birkenau und in der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke eine Verbraunung, die nicht so mächtig ist wie die erste und eine nicht so intensive Bodenbildung darstellt. Ihr Tongehalt beträgt an beiden Stellen etwa 13 % ¹⁸⁵⁾. In der Grube Grün ist sie eventuell durch einen bräunlichen Lößlehm mit Lößkindeln und Pseudomycel angedeutet. Der darauf abgelagerte kalkreiche Löß enthält in Birkenau im mittleren Teil einen roststreifigen Löß, während in Hösbach der roststreifige Löß gleich über der Verbraunung liegt. Auch Semmel vermutet, daß die untere mächtige Verbraunung aus der Eemzeit stammt und die obere dem Göttweiger Boden entspricht. Die gute Übereinstimmung mit dem Profil an der Südwand der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke kann als eine weitere Stütze für die gegebene Deutung angesehen werden ¹⁸⁶⁾.

182) Vgl. SEMMEL, S. 462 ff. und Abb. 13.

183) Vgl. S. 91 ff. und Profil 4.

184) SEMMEL, S. 462.

185) Vgl. Abb. 11, Probe 8 b und SEMMEL, S. 463.

186) Siehe S. 95 ff.

3. Periglaziale Erscheinungen und Formen

Die Erforschung der periglazialen Formen und Vorgänge begann zu Anfang dieses Jahrhunderts. Im Jahre 1906 beschrieb und erklärte Anderson die Erscheinung des Bodenfließens und prägte den Begriff der Solifluktion. Der junge Wissenschaftszweig entwickelte sich nur langsam. Die ersten bedeutenden Forscher auf diesem Gebiet neben Anderson waren Högbom, Meinardus, der den Ausdruck Strukturboden einführte, Leffingwell, der Eiskeile beschrieb und deutete, v. Lozinski, der den Begriff periglazial prägte, Cholnoky, Sapper u. a. In der Folgezeit mehrten sich die Arbeiten über das Periglazial. Besonders verdient gemacht haben sich Soergel, Woldstedt, Gallwitz, Gripp, Keßler usw. In den letzten Jahren schließlich erlebte die Periglazialforschung einen gewaltigen Aufstieg und eine ungeahnte Blüte. Mitbedingt wurde diese Entwicklung durch die steigende Bedeutung der neu entstehenden klimatischen Geomorphologie, die fortschreitende Erforschung der jüngsten geologischen Vergangenheit und die zunehmende Kenntnis von der Entstehung des heutigen Formenschatzes. Über Periglazialfragen erschien eine Vielzahl von Arbeiten. Aus der Fülle der Untersuchungen sind in Deutschland die Forschungen von Troll, Poser, Büdel u. a. besonders hervorzuheben. Auf internationalen Kongressen standen periglaziale Probleme im Mittelpunkt, und es erschienen Zeitschriften, in denen vorwiegend periglaziale Fragen behandelt wurden, wie „Eiszeitalter und Gegenwart“ in Deutschland, „Quaternary Journal“ in USA, „Biuletyn Periglacjalny“ in Polen. Auf der ganzen Erde gingen die Forscher diesem Fragenkomplex nach¹⁸⁷⁾. Da keine einheitliche Nomenklatur bestand, wurden eine Vielzahl von Ausdrücken geschaffen, die häufig zu Verwirrung und Mißverständnissen führten. Die nachträglich von Bryan vorgeschlagene einheitliche Nomenklatur hat sich bisher nicht durchgesetzt.

Auch in Deutschland wurden in vielen Gegenden periglaziale Untersuchungen durchgeführt. Im Spessart ist dies, abgesehen von Einzelbeobachtungen, bisher noch nicht geschehen. Die folgenden Abschnitte wollen durch eine Beschreibung entsprechender Formen im kristallinen Spessart einen weiteren Beitrag zu diesem Thema leisten.

187) Über periglaziale Erscheinungen in Polen berichteten besonders DYLIK und JAHN (1954), in Ungarn KADAR (1956), in der Tschechoslowakei SEKYRA (1954), in der Schweiz FURRER (1954), in den Niederlanden LEHMANN (1948), in Großbritannien FITZPATRICK (1954), in Schweden HOPPE (1954), in Japan KOBAYASHY (1954), in Australien JENNINGS (1954), in USA BRYAN (1946) usw. Siehe Literaturverzeichnis!

a) Kryoturbate Erscheinungen

Es wurde schon erwähnt ¹⁸⁸⁾, daß in der Ziegelei-grube Grün, nördlich von Hösbach, der an der Basis anstehende rote, tonig-grusige Zersatz an der Ostseite eine stark gestörte Lagerung aufweist, die auf spätere Bewegungen hindeutet. In der Übergangszone zwischen dem durch Gneisverwitterung entstandenen roten Ton im unteren Teil der Ziegeleiwand und dem dar-



Legende:

	umgelagertes Lößmaterial
	roter tonig-grusiger Gneiszersatz
	Quarz

Abb. 12 Taschenboden in der Grube Peter Grün bei Hösbach

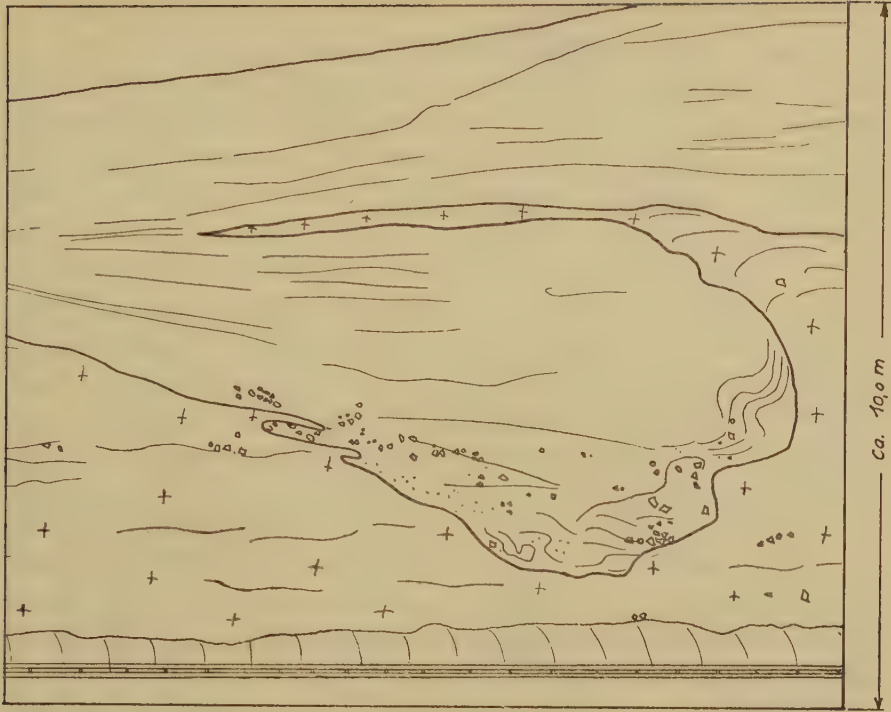
über liegenden Lößmaterial bzw. den geringen Resten der Talverschüttung finden sich eine Reihe klassischer und auch recht großer Würge- oder

¹⁸⁸⁾ Vgl. S. 31.

Taschenböden. Der rote, tonig-grusige Zersatz ist nur im Südostteil der Ziegeleigrube an der Wand aufgeschlossen, und nur hier finden sich die kryoturbaten Erscheinungen in dieser großartigen Ausprägung. Besonders bemerkenswert ist die außergewöhnliche Tiefe, in der sie auftreten, worauf noch einzugehen ist. Die Taschen werden an der Basis und auch an den Seiten von rotem, tonigem Zersatz begrenzt. Diese Begrenzungslinien verlaufen sehr unregelmäßig und weisen viele Einbuchtungen und Vorsprünge und häufig auch lang ausgezogene Formen auf. Die Taschen sind mit Lehm- und Lößmaterial aus den darüberliegenden Schichten gefüllt, dem die stattgefundene Bewegung oft deutlich anzusehen ist. Ferner enthalten sie zahlreiche eckige Quarzstücke, die aus den Quarzadern des Gneises stammen und sich jetzt vorwiegend am Grunde der Taschen finden. Eine anschauliche Vorstellung von diesen Würgeböden vermitteln die Abbildungen 12–16 und 25. Die auf Abb. 12 dargestellte Tasche enthält besonders viel Quarzmaterial und außerdem roten Ton auch innerhalb der Tasche, was sonst nicht zu beobachten war. Die Abb. 13 zeigt die größte Tasche, die in der Grube Grün auftrat. Poser erwähnte, daß Würge- und Taschenböden bis über 3 m mächtig werden können¹⁸⁹⁾. Die hier vorhandene Tasche ist ein Beispiel dafür und erreicht sogar eine Höhe von über 4 m. Auffällig ist ferner, daß das rote, tonige Material nicht nur den Boden und die Seiten der Tasche bildet, sondern, ausgezogen zu einer langen, schmalen Zone, auch auf mehrere Meter den Abschluß nach oben darstellt. Zur Erklärung dieser merkwürdigen Form kann man annehmen, daß das Material von der Seite her zu dieser langen, schmalen Spitze oder Fahne ausgepreßt wurde oder daß es sich um eine Fließbewegung handelt, womit dann gleichzeitig ein Hinweis auf die Gefällsrichtung gegeben ist. In diesem Zusammenhang verdient die Ostseite der Grubenwand eine besondere Beachtung. Hier bricht der rote, tonige Zersatz ziemlich steil und sehr unregelmäßig gegen das anschließende, mehr sandige Material ab. Wie aus der Abb. 16 ganz deutlich hervorgeht, handelt es sich hierbei um eine gewaltige Aufpressung des roten, tonigen Materials.

Alle eben beschriebenen Formen und Abbildungen stellen natürlich Schnitte durch die Taschen- und Würgeböden dar und geben eine Vorstellung von der Höhe und Breite der Taschen. Da die Beobachtungen sich über mehrere Jahre erstreckten, ergab sich die Möglichkeit, Anhaltspunkte über die dritte Dimension, die Tiefe, zu bekommen. Durch den Ziegeleibetrieb wurde die

189) H. POSER, Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. *Erdk.* 2 (1948), S. 54.



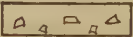
- Legende:**
- | | |
|--|-----------------------------------|
|  | umlagertes Lößmaterial |
|  | roter tonig-grusiger Gneiszersatz |
|  | Quarz |

Abb. 13 Große kryoturbate Tasche in der Grube Peter Grün bei Hösbach

Grubenwand in diesem Abschnitt jährlich um durchschnittlich 1 m zurückverlegt. Es zeigte sich, daß die kleineren Taschen bald verschwanden und neue erschienen. Das ergab für sie eine Tiefererstreckung von etwa 1–2 m. Die größte, auf Abb. 13 dargestellte Tasche, veränderte wohl ihre Form etwas, war aber bis gegen Ende des Beobachtungszeitraumes zu sehen. Das bedeutet eine Tiefe dieser Tasche von mindestens 5 m, vielleicht auch noch mehr, da nicht bekannt ist, wie lange sie bereits vor der ersten Beobachtung schon aufgeschlossen war.

Über die Entstehung der Taschen- und Würgeböden gibt es verschiedene Ansichten. Steeger und Poser erklären ihre Entstehung folgendermaßen: Voraussetzung ist ein Dauerfrostboden in der Tiefe und darüber ein

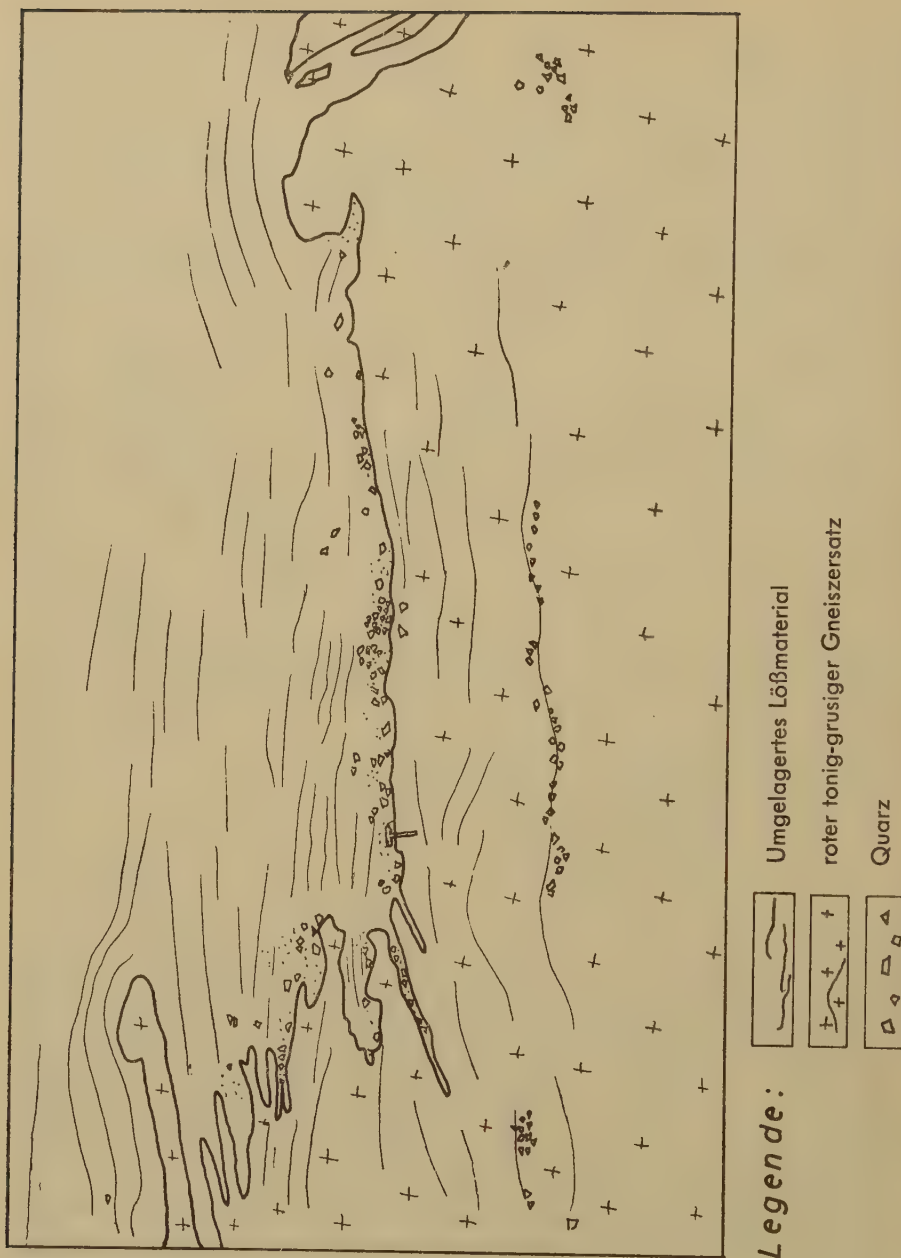


Abb. 14 Knoturbate Erscheinungen in der Grube Deter Grotte bei Hückel-

sommerlicher Auftauboden. Wenn nun mit dem Wiedereinsetzen der kalten Jahreszeit der Boden an der Oberfläche gefriert und die beiden Frostbodenhorizonte aufeinander zuwachsen, geraten die dazwischen liegenden, stark mit Feuchtigkeit gesättigten Schichten unter Druck. Da die beiden Frostbodenhorizonte nicht ganz eben sind und an verschiedenen Stellen schneller wachsen, was durch örtliche Faktoren bedingt ist, entstehen Stellen starken und solche schwächeren Druckes. Es kommt zu Ausgleichsbewegungen, die die Verwürgungen und Taschen hervorrufen¹⁹⁰⁾.

Nach Dücker gefriert der Auftauboden nur von oben her. Die neue Gefornis wandert an einigen Stellen schneller in die Tiefe und trifft dort zuerst mit dem Dauerfrostboden zusammen. An den dazwischen liegenden Stellen bilden sich abgeschlossene Grundwasserkissen. Ihre Einengung durch die Gefornis führt zu Überdruck und zur Bildung der kryoturbaten Erscheinungen¹⁹¹⁾. Schmid erklärt die Entstehung der Würge- und Taschenböden durch Kontraktions- und Ausdehnungsbewegungen des Frostbodens. Kaiser schließt sich wieder der ersten Deutung von Steeger an¹⁹²⁾.

Die eben beschriebenen Formen kann man als Beweis dafür ansehen, daß es auch im Spessart während der Glazialzeiten Dauerfrostboden gegeben hat. Wohl weist Kaiser darauf hin, daß manchmal schon eine episodische Tjäle für die Entstehung von Kryoturbationen genügt. Die bei Hösbach auftretenden bedeutenden Verwürgungen und großen Taschen können aber nur beim Vorhandensein eines Dauerfrostbodens entstanden sein. Voraussetzung für die Bildung von Dauerfrostboden ist nach Poser ein Jahresmittel der Lufttemperatur von unter -2° ¹⁹³⁾, womit gleichzeitig ein Hinweis für das Klima in diesem Gebiet zur damaligen Zeit gegeben ist. Als Januarmittel nimmt Poser Temperaturen unter -14° an. Büdel rechnet für das damalige Mitteleuropa mit einem Jahresmittel von unter -5° und einer Temperatursenkung in Bodennähe bis zu 14° ¹⁹⁴⁾. Woldstedt gibt eine Erniedrigung des Jahresmittels um $6-10^{\circ}$ an¹⁹⁵⁾.

190) A. STEEGER, Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. Geol. Rdsch. 34 (1944), S. 520—558, und POSER 1948, S. 53—68.

191) A. DÜCKER, Die periglazialen Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. Gött. Geogr. Abh. 16 (1954), S. 40.

192) K. H. KAISER, Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. Eisz. u. Geg. 11 (1960), S. 121—141.

193) POSER 1948, S. 57.

194) BÜDEL 1953, S. 250.

195) WOLDSTEDT 1954, S. 306 ff.



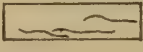
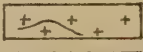
- Legende :**
- | | |
|---|-----------------------------------|
|  | umlagertes Lößmaterial |
|  | roter tonig-grusiger Gneiszersatz |
|  | Quarz |

Abb. 15 Kryoturbate Erscheinungen in der Grube Peter Grün bei Hösbach

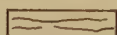
Die kryoturbaten Erscheinungen liegen an der Oberkante des Gneiszersatzes und haben heute eine Mächtigkeit von maximal ca. 10 m Lößmaterial über sich. Poser gibt in dem Aufsatz, in dem er die Klimaverhältnisse während der Würmeiszeit rekonstruiert, auch eine Karte über die sommerliche Auftautiefe. Für den Westrand des Spessarts ist daraus eine sommerliche Auftautiefe von 1,5 m zu entnehmen¹⁹⁶⁾. Gegen diese Karte wendet sich Kaiser und betont, daß man mit Hilfe der Bodentiefe kryotur-

¹⁹⁶⁾ POSER 1948, S. 59.

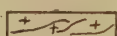
bater Erscheinungen nicht auf die Auftautiefe schließen und das Klima rekonstruieren kann, da sich häufig die wahre Auftautiefe nicht feststellen läßt, man nur selten entscheiden kann, wann die Kryoturbationen im Verlaufe einer Eiszeit entstanden und auch die Exposition des Ortes eine Rolle spielt ¹⁹⁷⁾.



Legende :



Lößmaterial



roter tonig-grusiger Gneiszersatz

Abb. 16 Kryoturbate Aufpressung an der Ostseite der Grube Grün bei Hösbach

Da sich heute maximal etwa 10 m Lößmaterial über den Kryoturbationen befinden, können diese Bildungen auf keinen Fall aus dem jüngeren Würm stammen. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse sind sie wohl in die frühglaziale Phase des Würm zu stellen. Das würde gut mit Woldstedts Ansicht übereinstimmen, daß das Frühglazial besonders durch Fließerdebildung und Kryoturbation charakterisiert ist ¹⁹⁸⁾.

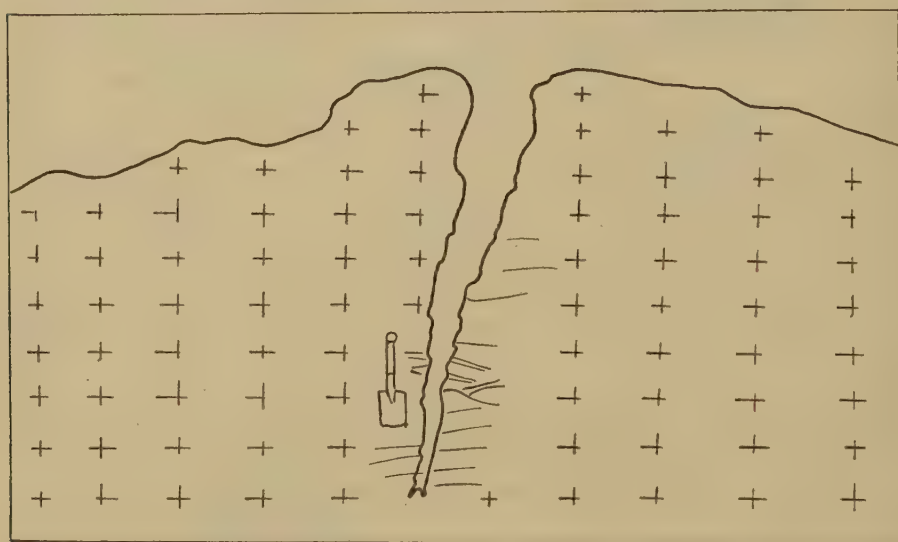
Die Tatsache, daß die schönen Taschen- und Würgeböden gerade über dem roten, tonigen Zersatz zu finden sind, erklärt sich dadurch, daß der Ton

¹⁹⁷⁾ KAISER, S. 130 ff.

¹⁹⁸⁾ WOLDSTEDT 1956, S. 84.

bei Wasseraufnahme sehr plastisch ist und als Wasserstauer wirkt, wodurch die darüber lagernden Schichten mit Wasser übersättigt werden und beim Wiedergefrieren sehr leicht Kryoturbationen bilden.

Außer diesen Verwürgungen wurde an der Westseite der Grube noch ein Eiskeil gefunden (Abb. 17). Er befand sich im Gneiszersatz und war mit lehmigem Material gefüllt. Schon auf Grund dieser Verhältnisse mußte es sich um einen epigenetischen Eiskeil handeln. Die benachbarten Zonen waren weder nach aufwärts noch nach abwärts gebogen, was nach Gallwitz auch ein Zeichen für epigenetische Formen ist¹⁹⁹⁾. Poser erwähnte ebenfalls Lehmkeile aus der Gegend von Aschaffenburg in einer Breite von 0,80 m und einer Tiefe von 2,80 m²⁰⁰⁾.



Legende: umlagertes sandig-schluffiges Material
+ + + rotvioletter tonig-grusiger Gneiszersatz

Abb. 17 Eiskeil an der Ostseite der Grube Peter Grün bei Hösbach

Die Entstehung von Eiskeilen erklärte Leffingwell mit dem Aufreißen von Spalten durch Kontraktion infolge Abkühlung, in die in der Tauperiode Wasser und das an der Oberfläche befindliche Material hineinfließen. Taber wies darauf hin, daß die Kontraktion bereits rückgängig gemacht

199) H. GALLWITZ, Eiskeile und glaziale Sedimentation. *Geologica* 2 (1949), S. 5–24.
 200) POSER 1948, S. 63.

ist, ehe das Wasser durch das Auftauen frei wird. Schenk führt die Eiskeilbildung auf Dehydration der Bodenteilchen zurück. Die beim Gefrieren entstehenden Kontraktionsrisse bilden kältere Zonen als die zwischen den einzelnen Rissen liegenden Abschnitte. Aus diesen Bodenschichten wird das Wasser zu den Spaltenwandungen hingezogen, wo es gefriert und die Spalten mit Eis füllt. Beim Abtauen des Eises rutscht oder fließt das Material von oben in die Spalten hinein²⁰¹). Dieser Auffassung schließt sich auch Kaiser an²⁰²).

Die neue Grube der Hösbacher Ziegelwerke an der Straße nach Schöllkrippen enthält keine schönen Taschenböden, wohl aber eine andere recht interessante, eiskeilartige Erscheinung. Im unteren Abschnitt der Nordwand wurde auf dem in situ liegenden Gneiszersatz eine ca. 30 cm mächtige, waagrecht liegende Schicht aus sandigem und tonigem Material gefunden, die deutlich Fließ- und Verwürgungsstrukturen aufwies. Über ihr lag wieder Gneiszersatz mit einem völlig ungestörten Gefüge, das auf eine Lagerung in situ schließen ließ. Die tonig-sandige Schicht keilte, wie in einem Einschnitt zu sehen war, nach etwa 1,50 m in nördlicher Richtung

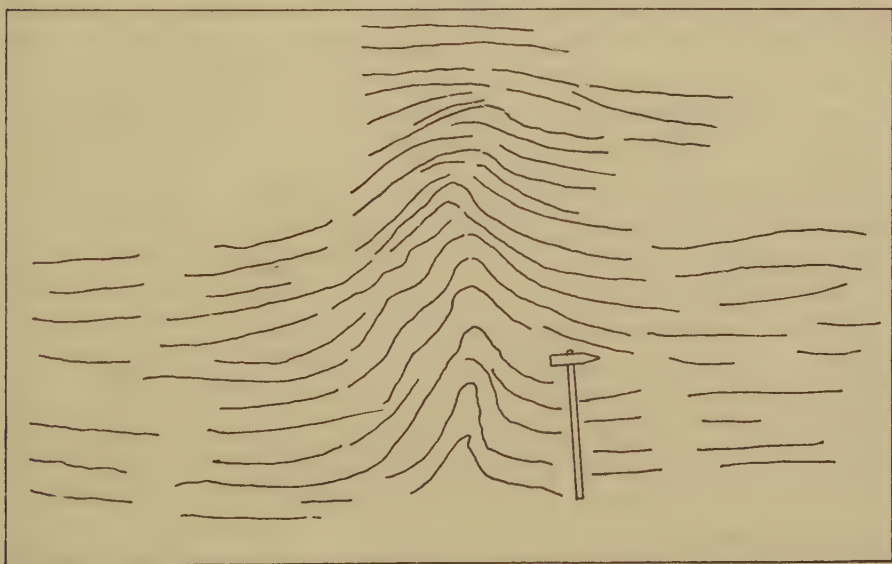


Abb. 18 Kryoturbate Aufpressung im Lößmaterial der Grube Eisert bei Goldbach

201) E. SCHENK, Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydrationsvorgänge im Boden. *Eisz. u. Geg.* 6 (1955), S. 170–184 und derselbe, Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. *Abh. d. Hess. LA f. Bodenforschg.* 13 (1955).
 202) KAISER, S. 121 ff.

aus, während sie sich nach Osten zu verbreiterte und in die Talaufschüttung übergang. Es muß sich also um eine ziemlich waagerecht liegende Spalte gehandelt haben, die von der Seite her mit Sand und Ton der Talaufschüttung gefüllt wurde.

Die benachbarten Ziegeleigruben in Goldbach zeigen diese klassischen Taschen- und Würgeböden nicht. Wohl steht hier auch toniges, durch Gneisverwitterung entstandenes Material an, aber es hat eine graue und wesentlich grusige Ausbildung, die offenbar für die Entstehung kryoturbarer Erscheinungen nicht so günstig ist. Man findet deshalb nur kleinere Aufpressungen im Löß, wie sie z. B. die Abb. 18 zeigt.

b) Pleistozäne Verwitterung und Solifluktion

Bei der Rekonstruktion der jungtertiären Oberfläche im Aschaffgebiet und der Darstellung der Genese der Aschafftalung war darauf hingewiesen worden, daß im Untergrund des Aschafftals und auf den außerhalb der eigentlichen Aschafftalung gelegenen Verflachungen kein festes Gestein ansteht, sondern sogenannter „fauler Fels“, d. h. angewitterter oder verwitterter Gneis, der teilweise grusig ausgebildet ist. Das gleiche gilt auch für den Schmerlenbacher Wald und den Hahnenkamm. Aus diesem Grunde werden die Bausteine für die ganze Gegend im Süden bei Haibach gebrochen, wo wieder festes Gestein ansteht.

Da die Entstehung des grauen, grusigen Gneiszersatzes, der sich in Hösbach und Goldbach unter dem roten, tonigen Gneiszersatz befindet, in das Jungtertiär gestellt wurde, könnte man der Meinung sein, daß auch der an allen übrigen Stellen im Aschaffgebiet auftretende Gneisgrus bzw. „faule Fels“ aus der gleichen Zeit stammt. Er müßte dann der Basis der tertiären Verwitterung zugehören und als letzter Rest der mächtigen tropischen Bodenbildung noch erhalten sein. Eine solche Deutung ist wohl möglich, doch lassen sich augenblicklich keine Beweise dafür erbringen. Zunächst wird man wohl daran denken müssen, die Entstehung des „faulen Felses“ und die Grusbildung als ein Produkt der pleistozänen Verwitterung anzusehen.

Die Entstehung der Vergrusung ist ein sehr umstrittenes Problem. Nach der Ansicht vieler Forscher gehört sie ins Pleistozän, andere setzen für ihre Bildung ein wärmeres Klima voraus. Büdel hielt den Granitgrus des Riesengebirges für pleistozän, erwähnte aber, daß man bei mächtiger Vergrusung „die Grusbildung in die Interglazialzeiten, möglicherweise sogar

bis in die Tertiärzeit zurückverlegen“ muß²⁰³⁾. Richter fand, daß der von ihm untersuchte Grus nur wenig chemische Veränderungen gegenüber dem Ausgangsgestein aufweist und hielt daher die Vergrusung für kaltzeitlich. Zu diesem Ergebnis waren auch Blanck und Piller gekommen. Meinecke dagegen hielt auf Grund eines Vergleiches des Granitzersatzes bei St. Andreasberg mit rezenter Vergrusung in Portugal die Vergrusung im Harz für älter als pleistozän. Wilhelmy hob hervor, daß die Vergrusung in tropischem wie auch in kühl-humidem Klima stattfinden kann und bezeichnete als entscheidenden Faktor für die Grusbildung die Hydratation. Bei tiefgründiger Vergrusung hält er jedoch eine interglaziale Entstehung für unwahrscheinlich. In diesen Fällen wird man seiner Meinung nach „zwangsweise in das Tertiär zurückverwiesen“²⁰⁴⁾. In jüngster Zeit untersuchte Semmel den bis zu 30 m mächtigen, grau gefärbten Granitgrus im Weschnitztal. Er fand, daß in diesem Grus „doch recht wesentliche chemische Veränderungen vor sich gegangen sind“, die dafür sprechen, „daß der tiefgründige Granitzersatz der untere Teil einer Bodenbildung sein dürfte, die sich unter warm-feuchtem Klima vollzogen hat“²⁰⁵⁾.

Da sich im Aschaffgebiet so mächtige Vergrusung, abgesehen von dem rotvioioletten und grauen, tonig-grusigen Gneiszersatz bei Hösbach und Goldbach, dessen Entstehung in das Jungtertiär gestellt wurde, nicht findet, ist es zunächst als wahrscheinlicher anzusehen, die nicht so mächtige Verwitterung und Vergrusung des Gneises in das Pleistozän zu stellen. Selbstverständlich ist es durchaus möglich, daß der Gneis an der Basis der tropischen Verwitterung schon im Jungtertiär angewittert war, doch wurde er sicher mit in die pleistozäne Verwitterung einbezogen.

Weitere Reste pleistozäner Verwitterung stellen z. B. die Bodenbildungen dar, die in den Lößprofilen gefunden wurden²⁰⁶⁾. Sie sind häufig durch solifluidale Vorgänge gekappt und umgelagert.

Solche Solifluktionerscheinungen sind ganz charakteristisch für Periglazialgebiete. In den Sommermonaten taut der Boden oberflächlich auf. Die vorhandene Feuchtigkeit kann wegen des darunter liegenden Frostbodens, der nach einem Ausdruck von Högbom als „Tjäle“ bezeichnet wird — Bryan hat den Begriff „Pergelisol“ dafür vorgeschlagen — nicht einsickern. Dadurch wird der sommerliche Auftauboden sehr stark durch-

203) J. BÜDEL, Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Europas. *Pet. Mitt. Ergh.* 229 (1937), S. 28.

204) WILHELMY, S. 50.

205) SEMMEL, S. 458.

206) Nähere Beschreibung siehe S. 89 ff.

feuchtet. Er wird fließfähig, und das sogenannte Bodenfließen tritt schon bei ganz geringen Neigungen auf. Nach Büdel genügt bereits eine Neigung von 2° ²⁰⁷⁾. Hinzu kommt, daß die kümmerliche Vegetation mit ihren wenigen Wurzeln der Solifluktion keinen ernsthaften Widerstand zu bieten vermag.

Bei der Solifluktion unterscheidet man verschiedene Arten, die Troll, Büdel, Schenk u. a. näher beschrieben haben.

Im Spessart kann man an vielen Stellen die Wirkungen der Solifluktion nachweisen. Dort, wo festes Gestein oberflächlich ansteht, finden sich häufig Solifluktionsschuttdecken, z. B. auf den Höhen des Schmerlenbacher Waldes und auf den Zeugenbergen vor der Buntsandsteinstufe. Da während der Kaltzeiten mechanische Verwitterung vorherrschte, besteht dieser Schutt aus eckigen Stücken, der in den meisten Fällen nicht weit transportiert wurde. Er findet sich auch in den Tälern, wo er die Hänge hinabwanderte und zur Schuttüberlastung der Bäche führte. So entstanden in den Tälern mächtige Schotterkörper, die bis heute noch nicht wieder ganz ausgeräumt worden sind. Als Beispiel kann die über 10 m mächtige Auffüllung im Oberlauf der Aschaff dienen ²⁰⁸⁾. Auch die bei Hösbach nachgewiesene mächtige ältere Talverschüttung enthält Solifluktionsschutt, der auf eine kaltzeitliche Entstehung der Talauffüllung schließen läßt. Ferner findet sich häufig Solifluktionsschutt in den Lößprofilen, die auch viel solifluidal umgelagertes Lößmaterial enthalten. Beispiele dafür bilden die Ziegeleigruben nördlich von Goldbach und Hösbach. Diese solifluidalen Vorgänge haben in wesentlichem Maße an der Ausgestaltung des Kleinreliefs mitgewirkt und sind wohl zu einem großen Teil auch für die Bildung der vielen Dellen verantwortlich, die die Hänge der Täler des Aschaffgebietes gliedern.

c) Blockfelder und asymmetrische Täler

Zwei besondere Probleme, die in Verbindung mit den Periglazialerscheinungen und der Solifluktion stehen, bilden die Blockmeere und die asymmetrischen Täler. Schon Lozinski und Högbom vertraten die Ansicht, daß die Blockmeere durch periglaziale Frostwirkung entstehen. Ihnen schlossen sich Schott, Poser und Büdel an, während Penck und Maull sie als Jetztzeitformen betrachteten. Andererseits wurde auch in den Tropen Blockbildung festgestellt. Wilhelmy bemerkt dazu, daß die Blöcke sowohl im

²⁰⁷⁾ J. BÜDEL,

²⁰⁸⁾ Vgl. S. 76 ff.

Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. *Erdk.* 2 (1948), S. 33.

tropischen wie auch im periglazialen Klima entstehen können. Im tropischen Bereich bilden sich die Blöcke durch chemische Verwitterung am Grunde einer mächtigen Verwitterungsdecke. Sie haben abgerundete Formen und können bei genügender Steilheit der Hänge durch Abtragung des Verwitterungsmantels freigelegt werden. Im periglazialen Bereich entstehen die Blöcke durch Frostsprengung und haben kantige Formen. In solchem Klima ist auch eine Bewegung der Blöcke im Solifluktionsmaterial möglich.

In den deutschen Mittelgebirgen sind eine ganze Reihe von Untersuchungen an Blockmeeren durchgeführt worden. Schon Passarge sprach 1919 die Blockmeere als Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften an. Hövermann fand bei seinen Arbeiten im Harz, daß die Blöcke wollsackförmige, gerundete Formen und eine rote Verwitterungsrinde aufweisen. Seiner Meinung nach muß die Blockbildung und die Entstehung der roten Verwitterungsrinde im Jungtertiär stattgefunden haben. Die heute vorhandenen Formen sieht er als periglazial umgestaltete Reste einer alten Verwitterungsdecke an. Fezer beschäftigte sich mit den Schuttmassen und Blockmeeren des Schwarzwaldes. Besonders am Ende der letzten Kaltzeit sollen bei geringer Vegetation viele Blockströme freigelegt worden sein. Aber auch rezent konnte er diesen Vorgang auf Kahlschlägen beobachten. Damit ist jedoch noch nichts über die Entstehung der Blöcke ausgesagt. Dietrich Fliedner hält es durchaus für möglich, daß die Blockmeere des nördlichen Odenwaldes im periglazialen Klima entstanden sind. Da sie zum größten Teil nicht transportiert wurden, denkt er als Ursache für ihre Freilegung nicht an Solifluktion, sondern an eine interglaziale und postglaziale Abspülung.

Im kristallinen Spessart gibt es keine Blockmeere. Der Gneis, der den Untergrund bildet, eignet sich wegen seines Gefüges nicht zur Blockbildung. Nur ganz vereinzelt ist einmal ein solcher Block zu finden, wie z. B. am Abhang des Pfaffenberges, nördlich von Aschaffenburg²⁰⁹⁾. Aber seine wollsackförmige Gestalt sowie das Vorkommen neben rotem, tonigem Material und die Einbettung in „faulen Fels“ lassen es als möglich erscheinen, daß es sich hier um eine tertiäre Blockbildung handelt.

Im Buntsandsteinspessart dagegen finden sich öfter kleine Blockmeere oder Blockfelder, wie z. B. am Main, südlich von Lohr. Auch von der Buntsandsteinstufe, östlich von Schöllkrippen, beschrieb Weidmann zwei kleinere Blockmeere, die aus den eingekieselten Bänken des Eckschen Konglomerats

209) Vgl. S. 30.

entstanden sind ²¹⁰). Im eigentlichen Untersuchungsgebiet findet sich der Buntsandstein nur in den Zeugenbergen nördlich von Laufach. Auch hier war kein Blockmeer zu finden. Nur an der Südseite des Bischlingsberges konnte ein kleines Blockfeld festgestellt werden, das sich aus kleineren, eckigen Gesteinsstücken zusammensetzte. Es ist offensichtlich unter periglazialen Bedingungen entstanden.

Das Problem der asymmetrischen Täler wurde erst in Verbindung mit der verstärkten Periglazialforschung der letzten Jahre eingehend untersucht. Schon 1935 befaßte sich O. Jessen mit der Asymmetrie und betonte, daß Sonneneinstrahlung, Austrocknung, Schneedecke und Beregnung die Ursache dafür sein können ²¹¹). Lösche führte 1938 den Begriff des Asymmetriegrades ein, den er definierte als den Quotienten aus den Böschungswinkeln des steilen und des flachen Hanges ²¹²). Von neueren Arbeiten sind vor allem die Forschungen von Poser zu nennen. Er unterscheidet zwischen primärer und sekundärer Asymmetrie. Bei primärer Asymmetrie ist der steilere Hang nach Norden oder Osten exponiert, bei sekundärer nach Süden oder Westen. Zur Erklärung wird angeführt, daß bei primärer Asymmetrie die besonnten Hänge schneller auftauen und durch die einsetzende Solifluktion stärker abgeflacht werden. Die sekundäre Asymmetrie tritt nicht in den obersten Talstrecken, sondern weiter unterhalb auf und wird dadurch verursacht, daß der jetzt schon kräftiger gewordene Bach den früher aufgetauten Hang durch Seitenerosion unterschneiden und damit versteilen kann. Die Entstehung der Asymmetrie setzt Poser ins Frühglazial, da seine Untersuchungen ergaben, daß auch der Talboden unter der manchmal vorhandenen Schotterauffüllung asymmetrische Formen hat. Die primäre Asymmetrie ist allgemein häufiger, die sekundäre zeigt einen stärkeren Asymmetriegrad.

Büdel führte an, daß die Asymmetrie durch Lößablagerung und Schneeanwehung am leeseitigen Hang entsteht. Seiner Meinung nach wirkt der Löß als Wasserspeicher und Schmiermittel und fördert dadurch die Solifluktion und Verflachung des Hanges. Von den vielen späteren Untersuchungen sollen nur die Arbeiten von Fezer, Hempel und Fliedner genannt werden. Fezer stellte im Schwarzwald eine Beziehung zwischen Asymmetrietyp und Höhenlage fest, Hempel kam im Solling zu dem Er-

²¹⁰) WEIDMANN, S. 55.

²¹¹) O. JESSEN, Reliefasymmetrie und Auslage. *Pet. Mitt.* 81 (1935), S. 400—404, 433—436.

²¹²) H. LÖSCHE, Die Talungleichseitigkeit im Erzgebirgsbecken. *Geogr. Anzeiger* 39 (1938), S. 78—81.

gebnis, daß der Asymmetrietyp auch vom Gestein abhängig ist. Fliedner konnte auf Grund seiner Beobachtungen im nördlichen Odenwald die Ergebnisse von Poser und Müller nicht bestätigen. Er führt diese Tatsache darauf zurück, daß die von Poser und Müller beschriebenen asymmetrischen Täler aus der Würmeiszeit stammen, während die Täler des nördlichen Odenwaldes in mehreren Eiszeiten entstanden und in den Warmzeiten überformt sein können. Fliedner fand im nördlichen Odenwald nur eine Asymmetrie mit nach Westen gerichteten Steilhängen. Die Ursache dafür sind seiner Meinung nach die Westwinde, die die Luvseiten schneller austrockneten. Somit war stärkere Solifluktion und Abflachung der Hänge nur auf den Leeseiten möglich.

Im kristallinen Spessart fehlen typische Beispiele für Talasymmetrie. Bei genauerer Untersuchung findet man aber auch hier eine Reihe asymmetrischer Formen, die allerdings einen geringen Asymmetriegrad aufweisen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Asymmetrie zum Teil auf Gesteinsunterschiede zurückzuführen ist, z. B. im oberen Teil des Aschafftales. Das Bessenbachtal zeigt eine ziemlich durchgehende Asymmetrie mit einem nach Osten exponierten steileren Hang. Eine Anzahl anderer Bäche, z. B. der Michelbach, der Keilberger Bach, der Nonnenbach, der Morsbach, der Hösbach und der Güntersbach, weisen auf verschiedenen Strecken ihres Mittellaufes eine sekundäre Asymmetrie nach Westen bzw. Süden auf. Der Oberlauf des Afferbaches zeigt dagegen in einigen Quellästen primäre Asymmetrie.

V. DIE ENTWICKLUNG DES HEUTIGEN FORMENSCHATZES DES ASCHAFFGEBIETES IM VERGLEICH MIT DEN NACHBAR- LANDSCHAFTEN

Bisher wurden die im Aschaffgebiet auftretenden Formelemente untersucht und beschrieben. Nun soll versucht werden, alle die Einzelercheinungen in einen Zusammenhang zu bringen und zu einer Gesamtschau zu gelangen. Das so entstehende Bild der Genese des Aschaffgebietes wird dann zum Schluß mit den Nachbarräumen im Spessart verglichen, und damit das Untersuchungsgebiet wieder in einen größeren Zusammenhang eingeordnet.

1. Genese der Oberflächenformen

Die wichtigsten, den Spessart betreffenden erdgeschichtlichen Ereignisse sind bereits in einem Überblick dargestellt, der die Entwicklung dieses Raumes bis ins Tertiär umfaßt ²¹³⁾.

Die Ausbildung des heutigen Formenschatzes begann im Jungtertiär. Wesentlich für die Entwicklung der jungtertiären Oberfläche waren neben den geologischen Verhältnissen besonders das damalige Klima und die Höhenlage des Gebietes. Während des ganzen Miozäns und bis ins Unterpliozän hinein herrschte in Mitteleuropa ein tropisch-wechselfeuchtes Flächenspülklima, das nach Jessen sommerliche Regen- und winterliche Trockenzeit aufwies und dem der heutigen tropischen Savannen sehr ähnlich war. Über die Temperaturverhältnisse gehen die Meinungen etwas auseinander ²¹⁴⁾. Man kann jedoch annehmen, daß zunächst Jahresmittel der Lufttemperatur von etwa 20° herrschten und dann eine allmähliche Abkühlung eintrat. Sie führte im Pliozän zu subtropischen Verhältnissen. Die Temperaturen lagen aber immer noch wesentlich höher als heute.

Über die relative Höhenlage des Aschaffgebietes im Jungtertiär lassen sich nur ungefähre Angaben machen. Durch den Einbruch des Oberrheingrabens

²¹³⁾ Siehe S. 25 ff.

²¹⁴⁾ Vgl. S. 46—47

war im mittleren Oligozän das Meer in das Mainzer Becken eingedrungen, das mit seinem östlichsten Teil, der Hanau-Seligenstädter Senke, bis vor die Tore von Aschaffenburg reichte. Das den Spessart im Westen begrenzende Bruchsystem dürfte in dieser Zeit entstanden bzw. wieder aufgelebt sein. Die Ablagerungen der Cerithien-, Corbicula- und Hydrobien-schichten beweisen die Meeresbedeckung bis ins Untermiozän. „Noch in der Zeit des Untermiozäns verflacht das Brackwasserbecken unserer Gegend und trocknet völlig aus“. „Erst im Obermiozän fanden im östlichen Mainzer Becken . . . neue Absenkungen statt, so daß sich hier ein größerer Süßwassersee . . . bilden konnte“²¹⁵). Damit war also die Gegend westlich des Aschaffgebietes im Jungtertiär vom Meer bedeckt oder lag in der Nähe des Meeresspiegels. Das Aschaffburger Becken brach nach Fliedner an der Wende vom Pliozän zum Pleistozän erstmalig ein, so daß der Main nach Osten ins Senkengebiet gelenkt wurde²¹⁶). Die Ursache für das Fehlen jungtertiärer Schichten weiter östlich ist nach Schottler und Haupt die Hebung des Spessartlandes, auch wenn er damals noch nicht so hoch aufragte wie heute²¹⁷).

Über die Verhältnisse östlich des kristallinen Spessarts finden sich Hinweise in den Arbeiten von Büdel. Er fand im Buntsandsteinspessart eine sarmato-pontische Altlandschaft, die von flachen Buntsandsteininselbergen überragt wird. „So liegt also hier nicht nur eine sarmato-pontische Rumpffläche, sondern eine noch ältere Erhebungen in sich schließende komplexe Altlandschaft vor, die in sarmato-pontischer Zeit ihre letzte Ausgestaltung erhielt“²¹⁸). Im Südspessart steigt die Unterkante dieser Fläche von 420 m im Norden bis auf 450–480 m im Süden an, während die Inselberge, die im Norden bis über 500 m aufragen, im Süden fast 600 m Höhe erreichen. Aus diesen Betrachtungen kann man mit großer Wahrscheinlichkeit den Schluß ziehen, daß auch das Aschaffgebiet, zumindest am Beginn der jungtertiären Entwicklung, in geringer Höhe über dem Meeresspiegel gelegen haben dürfte. Unter den Bedingungen des tropischen Flächenspülklimas bestand auch hier die Möglichkeit zur Flächenbildung. Eine solche Flachlandschaft, aus der nach E. v. d. Sahle nur der Quarzitzug des Hahnenkamms als Härting herausragte²¹⁹), hat auch sicher bestanden.

215) F. MICHELS, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Blatt Frankfurt/Main-West, Höchst-Steinbach, Bl. Frankfurt/Main-Ost, Offenbach. Berlin 1930, S. 39.

216) FLIEDNER, S. 97.

217) W. SCHOTTLER, O. HAUPT, Der Untergrund der Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. LA Darmstadt, 5. F., 5 (1923), S. 122.

218) BÜDEL 1957, S. 27.

219) SAHLE, S. 20 ff.

Doch handelte es sich dabei nicht um die wiederaufgedeckte präoberpermische Rumpffläche, wie Wilz vermutet hatte ²²⁰⁾. Eine solche Annahme lehnten schon Maull und Credner ab. Nach E. v. d. Sahle hat sich das präoberpermische Relief lokal nur dort erhalten können, wo es erst kürzlich aufgedeckt wurde, nämlich in der Nähe der Buntsandsteinstufe. Weidmann wies mit Recht darauf hin, daß sich bei Geiselbach, Eichenberg und Feldkahl die fossile und die rezente Oberfläche schneiden ²²¹⁾. Nach Maull sind von der im Jungtertiär angelegten Landoberfläche „im Vorspessart kaum irgendwo noch Anhaltspunkte zu finden“ ²²²⁾.

Wie die vorliegende Untersuchung gezeigt hat, sind aber doch noch einige Reste dieser Altlandschaft erhalten. Sie stellen die unteren Horizonte einer ehemals mächtigen tropischen Verwitterungsdecke dar, die wohl mit wechselnder Mächtigkeit die Flachlandschaft überzog. Diese Reste sind in der Darstellung über die Rotverwitterung im Aschaffgebiet beschrieben und ausgewertet worden ²²³⁾. Auf Grund der Auswertung lassen sich folgende Aussagen über die jungtertiäre Oberfläche im Aschaffgebiet machen:

1. In dem damals herrschenden tropischen Klima entstand eine tiefgründig verwitterte, jungtertiäre Flachlandschaft, die die erste Hauptphase der morphologischen Entwicklung des Aschaffgebietes darstellt.

2. Da die vorhandenen Reste der Rotverwitterung aus tonig-grusigem Gneiszersatz bestehen, muß im Jungtertiär der Buntsandstein im Aschaffgebiet bereits abgeräumt gewesen sein und der Gneis die Oberfläche gebildet haben.

3. Aus verschiedenen, im Kapitel über die Datierung der Rotverwitterung dargelegten Gründen, dürften die Verwitterung und die Flächenbildung im Miozän oder Unterpliozän stattgefunden haben.

4. Diese Fläche mußte nach der Auffassung von Büdel etwas jünger sein als die sarmato-pontische, die den Buntsandsteinspessart überzieht und wesentlich höher liegt. Nach Büdels Ansicht bilden sich nämlich die Flächen in der Nähe des Meeresspiegels durch Einschneiden in ältere, die aufsteigen ²²⁴⁾. Demgegenüber wurde aus anderen Gebieten betont, daß Flächen durchaus auch in größerer Höhe entstehen können.

220) A. WILZ, Über Oberflächengestaltung im Spessart. Programmbeil. d. städt. Handelsrealschule, Frankfurt 1911, S. 13.

221) WEIDMANN, S. 10.

222) MAULL, S. 90.

223) Siehe S. 28 ff.

224) BÜDEL 1957, S. 39.

5. Die Stufe des unteren Buntsandsteins, die heute beide Gebiete trennt, ist seit dem Jungtertiär ziemlich stationär geblieben bzw. infolge Zerschneidung durch die Flüsse nur unwesentlich zurückverlegt worden. Nach Büdel waren im Jungtertiär „die späteren Schichtstufen möglicherweise durch sanfte Reihen niedriger asymmetrischer Inselberge angedeutet“²²⁵⁾.

6. Die jungtertiäre Flachlandschaft stellte wahrscheinlich ein beckenartiges, flach muldenförmiges Gebiet mit „doppelter Einebnungsfläche“ dar.

7. In dieser Zone flossen wohl schon die Wasser der Uraschaff zum Mainzer Becken.

8. Infolge der ständigen starken Durchfeuchtung konnte sich hier eine mächtige tropische Verwitterungsdecke bilden, die im Inneren des Beckens eine Mächtigkeit von 60 m und mehr erreicht haben mag. In den randlichen Teilen dagegen ging die Verwitterung nicht so tief herab. Da Credner schon 1931 ganz ähnliche Verhältnisse aus Südostasien beschrieben hatte, kann man in Abwandlung des von ihm verwendeten Begriffes der „intramontanen Becken“ das jungtertiäre Aschaffgebiet als ein randmontanes, flach muldenförmiges Becken bezeichnen, womit angedeutet werden soll, daß das Prinzip der von Credner und später von Büdel²²⁶⁾ dargestellten Verwitterung auch hier wirksam war.

9. Die Oberfläche des jungtertiären Aschaffgebietes, die heute vielleicht in einem Niveau von rund 260–280 m anzunehmen ist, wurde langsam tiefer geschaltet. Die Basis der Verwitterung, die wohl von vornherein steiler als die Oberfläche zum Beckeninneren einfiel, drang ebenfalls in immer tiefere Zonen vor und erreichte bei Hösbach und Goldbach ihre größte Tiefe.

10. An tektonischen Vorgängen aus dieser Zeit ist vor allem eine allgemeine Hebung des gesamten Gebietes zu nennen. Büdel ist der Ansicht, daß das Aufsteigen der Flächen erst seit dem Mittelplozän stattfand. Nach Fliedner begannen im benachbarten Odenwald die wesentlichen gebirgsbildenden Vorgänge an der Wende vom Plozän zum Pleistozän²²⁷⁾. In das jüngste Tertiär bzw. an die Wende von Tertiär zu Quartär ist auch das weitere Herausheben des Hahnenkamms und das Einsinken des Aschaffener Beckens zu setzen. Diese Bewegungen scheinen in der Aschafftalung keine sehr wesentlichen Verstellungen hervorgerufen zu haben.

225) BÜDEL 1957, S. 39.

226) J. BÜDEL, Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. Z. f. Geomorph. 1, H. 2 (1957), S. 201–228.

227) FLIEDNER, S. 98.

Mit der Änderung des Klimas am Übergang vom Tertiär zum Quartär setzte die zweite Hauptphase der morphologischen Entwicklung des Aschaffgebietes ein. Die pleistozäne Genese läßt sich durch folgende Punkte charakterisieren:

1. Die in dem wechselfeucht-tropischen Klima gebildeten Flächen wurden im ausgehenden Tertiär und am Übergang zum Quartär zerstört. Ursache der Zerstörung waren die Änderung der klimatischen Verhältnisse und tektonische Bewegungen.

2. Auf das Klima der Flächenbildung folgte das der Talbildung, das durch eine kräftige Tiefen- und Seitenerosion zu einer intensiven Abtragung führte. Dieser Abtragung fielen wohl schon vom Pliozän an die obere Einebnungsfläche und fast die gesamte tropische Verwitterungsdecke zum Opfer.

3. Die tektonischen Bewegungen, die bereits im Jungtertiär begannen, dauerten im Pleistozän an. So ist nach Büdel die Hebung des Spessarts weitergegangen und betrug im Pleistozän mindestens 20 m²²⁸⁾. Behrmann rechnete im südlichen Spessart sogar mit einer pleistozänen Hebung um ca. 100 m²²⁹⁾. Diese Bewegungen haben die Abtragung noch wesentlich verstärkt. Die bedeutende Zunahme der Aschafftalverschüttung im Unterlauf kann vielleicht als Hinweis dafür gewertet werden, daß auch im Aschaffener Becken die tektonische Senkung bis ins mittlere Pleistozän hinein oder noch länger andauerte.

4. Die neue Entwicklung, deren auffallendster Zug die Entstehung von Tälern war, führte bis einschließlich Altpleistozän zur Entstehung des Talsystems der Aschaff, das damals schon durch eine Einschneidung um etwa 60–80 m seine heutige Tiefe ungefähr erreichte. Die mächtige tropische Verwitterungszone konnte der kräftigen Erosion keinen größeren Widerstand entgegensetzen. Da keine älteren Terrassen erhalten geblieben sind, ging die Einschneidung vermutlich ohne bedeutende Unterbrechungen vor sich.

5. An die Stelle der bisherigen tiefgründigen, chemischen Verwitterung trat eine überwiegend mechanische, die zu starker Schuttbildung führte. Dadurch sowie durch die kräftige Solifluktion wurden die Flüsse während der Kaltzeiten in ihren neugeschaffenen Tälern zur Akkumulation gezwungen. Aufschotterung im Früh- und Hochglazial und Erosion im Inter- und Frühglazial wechselten mehrmals miteinander ab. Auch tektonische

228) BÜDEL 1957, S. 27.

229) BEHRMANN 1930, S. 131.

Ursachen und der durch die Maintalverschüttung bedingte Rückstau haben eine wesentliche Rolle gespielt.

6. Eine erste Aufschüttung, deren Reste am Bahnhof Hösbach erhalten sind, fand in einer Warmzeit des Frühpleistozäns, vielleicht der Günz-Mindel-Zwischeneiszeit, statt. Sie kann mit der frühpleistozänen, warmzeitlichen Talverschüttung des Mains parallelisiert werden, die nach Körber tektonische Ursachen hatte.

7. Darauf folgte eine vermutlich klimatisch bedingte Erosionsphase am Beginn des nächsten Glazials, die vielleicht nur eine kurze Unterbrechung der großen Talverschüttung darstellte.

8. Wahrscheinlich in der Mindeleiszeit oder im Altriß kam es zu einer etwa 30 m mächtigen kaltzeitlichen Talverschüttung, die das Aschafftal bis zu einer Höhe von ca. 170 m über NN auffüllte. Reste davon, die vorwiegend aus Sanden und Tonen bestehen, sind bis zu einer Mächtigkeit von etwa 10 m in den Ziegeleigruben nördlich von Hösbach erhalten. Da nach Körber auch das Maintal bei Aschaffenburg bis in eine Höhe von 160–170 m über NN aufgefüllt war²³⁰⁾ und die Terrassen im Unterlauf des Mains warm- und kaltzeitliche Ablagerungen übereinander enthalten, besteht weitgehende Übereinstimmung zwischen der Verschüttung des Main- und Aschafftales, die den Schluß auf eine gleichzeitige Entstehung zuläßt. Die Hauptursachen dieser kaltzeitlichen Aufschüttung können damit in dem durch die Maintalauffüllung bedingten Rückstau und in dem glazialen Klima gesehen werden.

9. Die in der Rißeiszeit folgende Ausräumung konnte nicht das gesamte Auffüllungsmaterial beseitigen. Neben den genannten Ablagerungen haben sich wahrscheinlich auch am Talboden weitere Reste davon erhalten.

10. Die letzte Aufschotterung trägt wieder kaltzeitlichen Charakter und hatte wohl klimatische Ursachen. Sie erreichte Mächtigkeiten von 10–15 m und fand in zwei Perioden mit starker Schuttanlieferung statt, die durch eine Phase mit Schluffablagerung und vielleicht auch mit Erosion getrennt wurden. Diese Akkumulation dürfte aus dem Würmglazial oder aus den beiden letzten Eiszeiten stammen.

11. Durch postglaziale Erosion wurde ein Teil davon wieder ausgeräumt und die Niederterrasse morphologisch ausgebildet. Noch heute befindet sich unter dem Fluß Aufschüttungsmaterial in einer Mächtigkeit, die an verschiedenen Stellen mehr als 10 m beträgt.

230) KÖRBER, S. 410.

12. In den Quellgebieten der Bäche, die zum großen Teil im Bereich der Buntsandsteinstufe liegen, kam es durch rückschreitende Erosion zu einer Zerlappung der Stufe, die gerade im Aschaffgebiet recht bedeutsam ist und zur Entstehung V-förmiger Talquerschnitte führte. Dadurch wurde an einigen Stellen die Stufe etwas zurückverlegt, doch kann von einem allgemeinen Zurückwandern während des Pleistozäns nicht die Rede sein.

13. Besonders in den hochglazialen Perioden der Kaltzeiten wurden mehrere Löss abgelagert, die heute noch große Flächen im Aschaffgebiet bedecken. Sie erreichen an den Talhängen Mächtigkeiten bis zu 10 m und stammen zum größten Teil aus der Würmeiszeit. Von morphologischer Bedeutung sind sie besonders bei der Gestaltung des Kleinreliefs.

14. In den Lössen wurden mehrere Bodenbildungen nachgewiesen, die in den wärmeren Perioden zwischen den Zeiten der Lößablagerung entstanden. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich um dem Kremser und dem Göttweiger Boden entsprechende Bildungen.

15. Die niedrigen Temperaturen der Kaltzeiten ließen auch im kristallinen Spessart einen Dauerfrostboden entstehen, dessen Vorhandensein durch eine Anzahl kryoturbater Erscheinungen und durch die Wirkungen der Solifluktion bewiesen wird. Kryoturbationen entstanden in Form großer Taschen- und Würgeboden besonders über dem roten, tonigen Gneiszersatz. Eindrucksvolle Beispiele dafür finden sich in der Ziegeleigrube Grün bei Hösbach. Sie stammen wohl aus dem Frühglazial der Würmeiszeit.

16. Solifluktion trat besonders in den feuchten Frühglazialen auf und wurde durch die geringe Vegetation sehr begünstigt. Von ihrer Wirkung zeugen die Verbreitung von eckigem Solifluktionsschutt, die Umlagerungen von Lössen und ehemaligen Bodenhorizonten sowie die Entstehung von Dellen. Auch an den mächtigen kaltzeitlichen Talverschüttungen war die Solifluktion durch Lieferung eines großen Teils des Auffüllungsmaterials maßgeblich beteiligt.

17. An den Nebenbächen der Aschaff entstanden an einigen Stellen asymmetrische Täler, die jedoch mindestens teilweise gesteinsbedingt sind. Nur auf wenigen Talstrecken ist eine echte primäre oder sekundäre Asymmetrie vorhanden, die aber auch dort nicht typisch ist.

18. Auf Grund der vorhandenen Gesteine waren Blockmeere nicht zu erwarten. Sie finden sich nur im Buntsandstein am Rande der Stufe. Im Bereich der Zeugenberge wurde lediglich am Bischlingsberg ein kleines Blockfeld festgestellt.

19. Die an der Oberfläche befindlichen Gesteine verwitterten zu so=genanntem „faulem Fels“, einem grauen, nicht mehr festen und teilweise grusigen Material, das eventuell schon durch die tertiäre Verwitterung angegriffen worden war.

20. Da heute, nach dem Ende des Pleistozäns, an verschiedenen Stellen immer noch Reste der tertiären Verwitterung erhalten sind, fand die gesamte pleistozäne Abtragung und Formenbildung innerhalb des tertiären Verwitterungsmantels, d. h. zwischen oberer und unterer Einebnungsfläche, statt. Im Bereich der unteren Einebnungsfläche bildete sich dann die heutige Oberfläche aus.

Somit kann man sagen, daß die zweite Phase der morphologischen Entwicklung des Aschaffgebietes den Formenschatz, den wir heute vorfinden, wesentlich geprägt hat durch die Ausbildung eines Talnetzes und die vorwiegend durch Lößablagerung und Solifluktion bedingte Formung des Kleinreliefs.

Die Periode vom Ende der letzten Eiszeit bis heute, die als dritter Abschnitt in der Entwicklung des Aschaffgebietes herausgehoben werden kann, ist gekennzeichnet durch die gewaltigen Veränderungen, die der Mensch in der Landschaft hervorrief. Durch die Kultivierung des Bodens und die Anlage von Siedlungen und Verkehrswegen schuf er die kultur=geographischen Züge, die das heutige Bild des Aschaffgebietes charakterisieren.

Zu den naturgeographischen Veränderungen dieses Zeitabschnittes gehört vor allem die Auelehmbildung. Durch Rodung, Kultivierung und ständige Beackerung des Bodens wurde die Abspülung verstärkt, und die bei Hochwasser über die Ufer tretenden Bäche setzten den Auelehm ab, der im Aschaffgebiet in einer Mächtigkeit von mehreren Metern über den würmeiszeitlichen Schottern am Talgrund liegt. In diese Ablagerungen haben sich die Aschaff und ihre Nebenbäche heute durchschnittlich 0,5—1 m eingeschnitten.

Stellenweise finden sich auch sehr junge, tiefe Erosionsrisse. Als Beispiel dafür mag eine 2 m tiefe Erosionsrinne am Hasenkopf, in der „Haibacher Schweiz“, östlich von Aschaffenburg dienen. Der kleine Bach schneidet sich steil in die mit Lößmaterial und Lehm gefüllte Schlucht ein, und junge Bäume neigen sich von beiden Seiten zum Rinnsal hin. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine durch Starkregen verursachte Erosionsform. Auf den Einfluß von Starkregengüssen im Gebiet des Hahnenkamms hat bereits Schmitt aufmerksam gemacht.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß der Formenschatz des Aschaffgebietes aus Vorzeitformen und rezenten Formen besteht, wobei der entscheidende und prägende Anteil auf die morphologischen Vorgänge des ausgehenden Tertiärs und des Pleistozäns entfällt.

2. Vergleich mit den Nachbarlandschaften

Nach der Einordnung der morphologischen Vorgänge in ein zeitliches Nacheinander soll zum Schluß noch ein Blick auf das räumliche Nebeneinander durch einen Vergleich mit den Nachbarlandschaften im Spessart geworfen werden.

Ein solcher Vergleich führt zu weitgehender Übereinstimmung des Aschaffgebietes mit dem Kahlgebiet, dagegen zu großen Unterschieden zum Nord-, Ost- und Südspessart. Besonders deutlich wird der Unterschied in den Tälern. Zur Veranschaulichung dieses Tatbestandes dienen die Abb. 19 bis 21. Sie zeigen Talquerprofile, Längsprofile und die Talbreite in 50 m relativer Höhe für die Täler der Aschaff, Lohr und Bieber. Die Bestimmung der Talbreite wurde nach der Methode von Sandner²³¹⁾ durchgeführt und gibt die Weite des Tales in 50 m Höhe über dem Talboden an. Dem Längsprofil sind Gefällswerte beigegeben. Das Gefälle auf dem ersten Kilometer wurde gesondert und in Metern vermerkt. Durch diese Darstellung erhält man ein anschauliches Bild der Talgestaltung von der Quelle bis zur Mündung und damit ausgezeichnete Unterlagen zum Vergleich der Talsysteme. Aus technischen Gründen mußte allerdings eine zehnfache Überhöhung in Kauf genommen werden. Derartige Talformenanalysen wurden für die Hauptwasserläufe in den einzelnen Teilen des Spessarts hergestellt. Ein Vergleich dieser Formen erweist sich als sehr aufschlußreich.

Die Aschaff besitzt ein sehr breites, flaches, muldenförmiges Tal. Lediglich im obersten Talstück findet sich ein V-förmiger Talquerschnitt. Das Längsprofil zeigt im allgemeinen einen konkaven Verlauf mit steilem Gefälle im Oberlauf. Im Mittellauf nimmt es rasch ab bis auf 2 %, steigt allerdings im Unterlauf dann wieder an. Die Talbreite in 50 m relativer Höhe bestätigt den bei den Querprofilen gewonnenen Eindruck.

Das Kahlthal weist im großen einen ähnlichen Formenschatz auf, der aber in einigen Punkten von dem der Aschaff abweicht. Auch das Kahlthal ist

²³¹⁾ G. SANDNER, Der Kellerwald und seine Umrandung, Marburger Geogr. Schriften 4 (1956), S. 26.

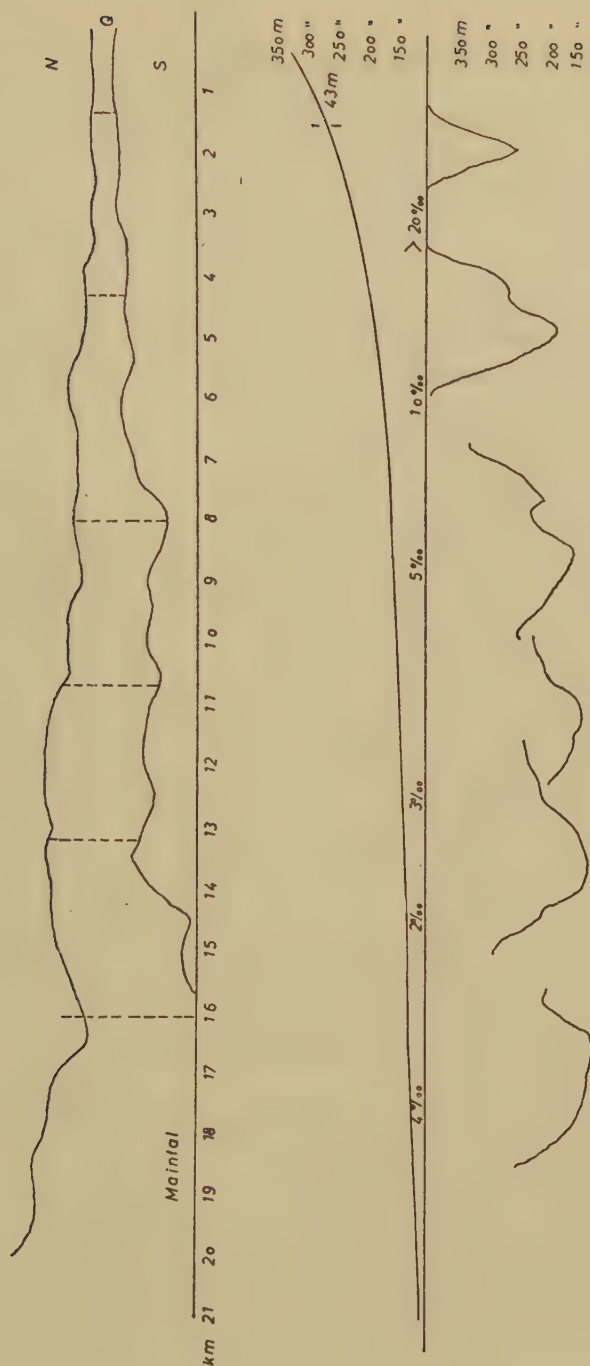


Abb. 19 Talgestaltung des Aschafftales (zehnfach überhöht)

breit, flach und muldenförmig, aber es fehlt ihm das V-förmige Talstück im Quellgebiet. Das Längsprofil ist ebenfalls konkav, aber das Gefälle im Oberlauf ist wesentlich geringer. Im Mittellauf dagegen bleibt das Gefälle auf lange Strecken hin gleich und höher als bei der Aschaff. Die Talbreite ist schon an der Quelle beachtlich, nimmt dann wesentlich zu und verringert sich dort, wo die Kahl den Hahnenkamm durchbricht.

Ganz anders sieht das Tal der Lohr aus. Die Querprofile zeigen im gesamten Lauf ein tief eingeschnittenes Kastental mit steilen Wänden. Das Längsprofil hat einen fast geraden Verlauf mit nicht so großem Gefälle im Oberlauf, dafür aber beachtlichem Gefälle im Mittel- und sogar im Unterlauf. Die Talweite dagegen ist auf der ganzen Strecke von der Quelle bis zur Mündung äußerst gering. (Abb. 20)

Zwischen den Extremen des Aschafftales auf der einen und des Lohrtales auf der anderen Seite nimmt die Bieber eine Mittelstellung ein. Die Talquerprofile sind im Oberlauf V-förmig, werden im Mittel- und Unterlauf muldenförmig und haben recht steile Flanken. Das Längsprofil ist schwach konkav, im Oberlauf ziemlich steil und wegen der geringen Länge des Flusses auch im Mittel- und Unterlauf noch stark. Die Talbreite liegt ebenfalls zwischen den Werten der Aschaff und der Lohr. (Abb. 21)

Die genannten Flüsse sind keineswegs Ausnahmen, sondern können als typisch für die entsprechenden Teile des Spessarts gelten. Andere Wasserläufe in diesen Gebieten zeigen ganz ähnliche Täler, z. B. die Laufach im Aschaffgebiet oder die Hafenlohr im Lohrgebiet.

Der Unterschied zwischen den Tälern des kristallinen und des Buntsandsteinspessarts besteht also vorwiegend darin, daß im Buntsandsteinspessart tief eingeschnittene, kastenförmige Täler vorherrschen, die noch weit von der Endkurve entfernt sind, während im kristallinen Spessart flach muldenförmige Täler auftreten. Eine Übergangsform zwischen beiden Gruppen stellt das Biebertal im nördlichen Spessart dar.

Wie sind diese Unterschiede in der Talgestaltung zu erklären, und welche Schlüsse lassen sich daraus auf die morphologische Entwicklung in den einzelnen Gebieten des Spessarts ziehen?

Einen wesentlich modifizierenden Faktor bei der Bildung der Talformen stellen sicher die Gesteinsunterschiede dar. Steilwandige Kastentäler entstehen im Buntsandstein und flache, muldenförmige Täler im Kristallin. Neben den Gesteinsunterschieden spielt bei der Talgestaltung besonders die Genese des gesamten Gebietes eine entscheidende Rolle.

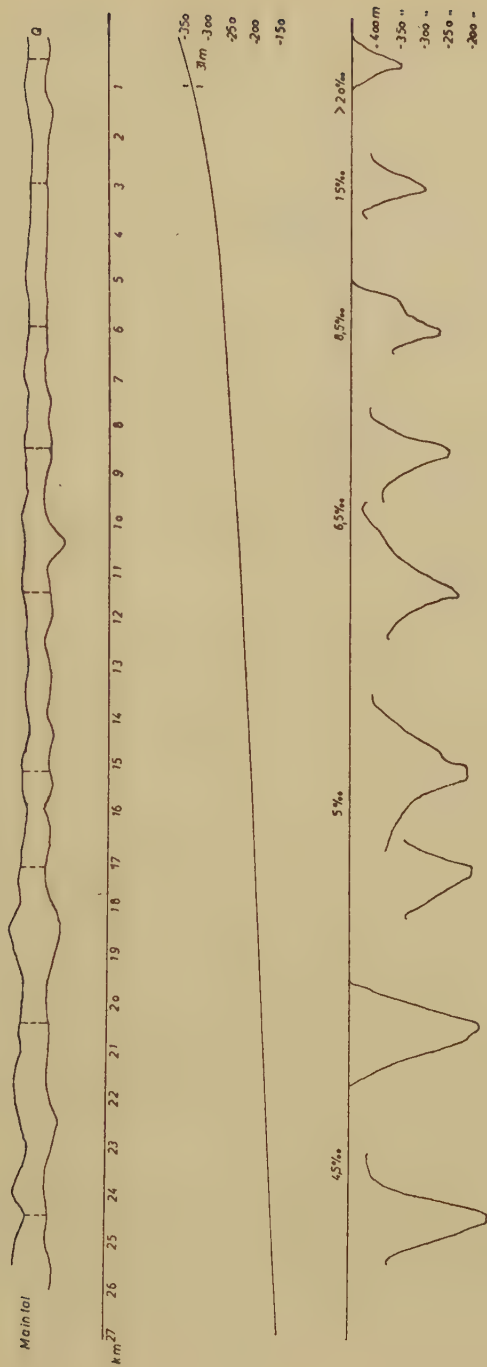


Abb. 20 Talgestaltung des Lohrtales (zehnfach überhöht)

Sowohl der kristalline wie auch der Buntsandsteinspessart gehören heute zum Einzugsgebiet des Mains. Das war jedoch nicht immer so. Schon Krebs betonte, daß der Main ein Talsystem darstellt, das aus verschiedenen Stücken zusammengesetzt ist. Die Aschaff und die Kahl rechnete er zu den alten Nebenflüssen des Mains und die Bäche im Buntsandsteinspessart zu dem später vom Untermain angezapften Wertheimer Main. Nach Büdel erfolgte im jüngeren Pliozän die Umstellung der Entwässerungsrichtung von Südosten nach Nordwesten zum Main. Im Unterpliozän floß dem Rhein „nur ein kurzer Urmain von der westlichen Seite des Spessarts“ zu. „Das ganze übrige Maingebiet . . . entwässerte auf breiter, von wenigen höheren Inselbergen überragter Fläche noch nach Südosten zum Alpenvorlandsee der oberen Süßwassermolasse bzw. über die damals noch tief liegende Rhön hinweg nordwärts nach Hessen. Im Mittelpliozän wurde dem Aschaffener Main der Taubermain angeschlossen, d. h. die Regenzeitfluten aus dem Buntsandsteingebiet des östlichen Spessarts bis etwa Lohr und aus dem heutigen Taubergrund flossen nun schon dem Nordteil der Oberrheinebene zu“²³²).

Daraus ergibt sich, daß die ursprüngliche Hauptwasserscheide zwischen den Entwässerungsrichtungen nach Südosten und nach Westen mitten durch den Spessart verlief. Nach der Umlenkung des Mains nach Westen hatte sie nur noch lokale Bedeutung. Da die Erosionsbasis des Mains durch das Einsinken des Mainzer Beckens sehr tief lag, führte diese Umlenkung zu einem raschen Einschneiden des Flusses. Dem mußten auch die Nebenflüsse des Mains und damit die den Spessart nach Osten entwässernden Bäche folgen. Diese Tiefenerosion erhielt durch den Klimawechsel neue, starke Impulse und brachte eine Um- und Neugestaltung der Täler mit sich. Sie dürfte mit ein Grund dafür sein, daß diese Täler ein starkes Gefälle im Mittel- und Unterlauf haben, im Längsprofil einen fast geraden Verlauf aufweisen und von der Endkurve noch weit entfernt sind.

Die Kastenform ist mindestens teilweise auf Aufschotterung durch starke Schuttfzufuhr während der Glazialzeiten zurückzuführen. Bohrungen für den Autobahnbau zeigten, daß auch in den Tälern des Buntsandsteinspessarts Schotterkörper liegen. So wurde z. B. im Haseltal eine Auffüllung bis zu 8 m nachgewiesen.

Ganz anders verlief die Entwicklung der Täler des kristallinen Spessarts. Hier fand keine Änderung der Entwässerungsrichtung des Vorfluters statt. Schon dem unterpliozänen Urmain flossen die Wassermassen von der

232) BÜDEL 1957, S. 32.

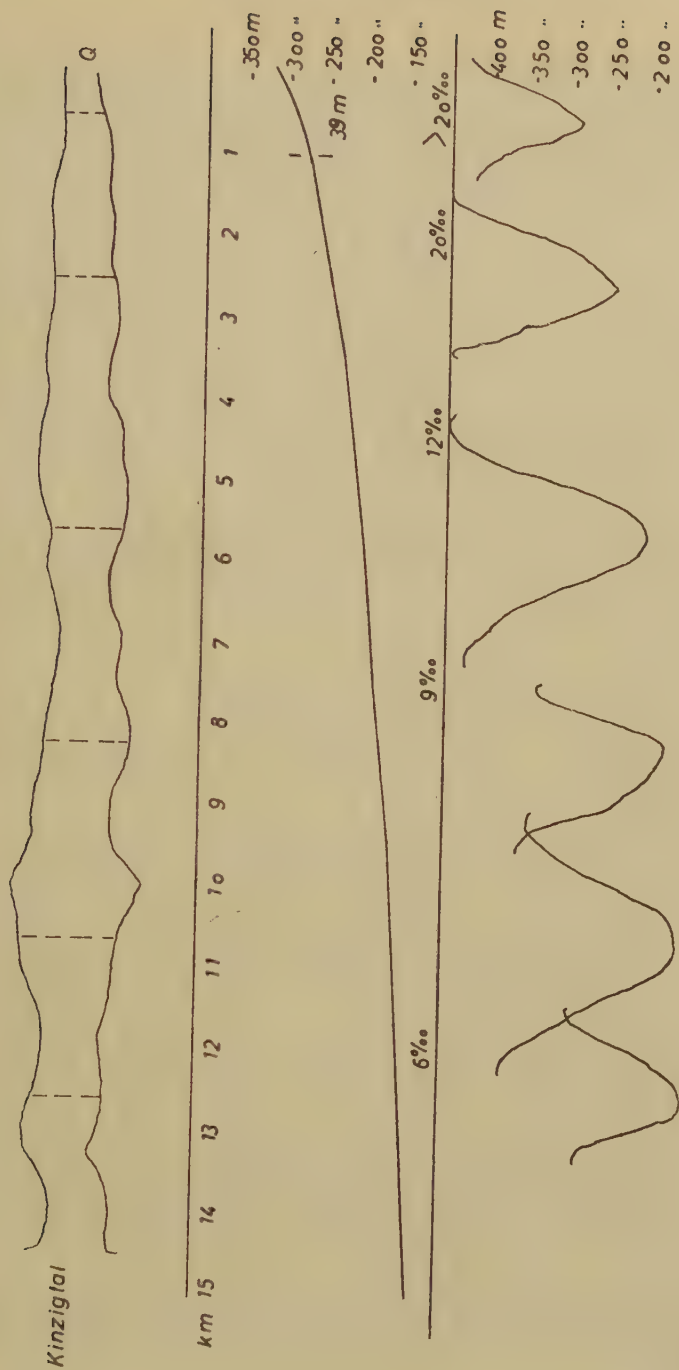


Abb. 21 Talgestaltung des Biebertales (zehnfach überhöht)

Westseite des Spessarts zu und bildeten vielleicht sogar einmal ein Stück seines Oberlaufes ²³³). Damit war diese Entwässerung schon auf die durch den Einbruch des Mainzer Beckens tiefer gelegte Erosionsbasis eingestellt. Selbstverständlich bestanden die heutigen Täler damals noch nicht, sondern man muß eine breite, vielleicht etwas eingewölbte Fläche annehmen, auf der die Wassermassen nach Westen strömten. Diese Formen können zu dem von Louis beschriebenen Flachmuldentyp gehört haben ²³⁴). Louis fand im Gebiet der Mosel verschüttete tertiäre Täler, die sich von den pleistozänen Kerbtälern durch ihre sanfte Muldenform unterscheiden ²³⁵). Die Änderung des Klimas und tektonische Bewegungen, vor allem der Einbruch des Aschaffener Beckens, führten dann auch im Aschaffengebiet zur Talbildung und zu verstärkter Erosion. Da aber das Kristallin bereits freigelegt und die Entwässerung schon vorher auf die tiefe Erosionsbasis eingestellt war, konnte sich die Tiefenerosion hier nicht so stark auswirken. Die Flüsse räumten auf breiter Zone das tiefgründig verwitterte Material ab, ohne sich noch weit in das unzersetzte Gestein einzuschneiden. So entstanden die sehr breiten, flach muldenförmigen Täler des kristallinen Spessarts.

Nur dort, wo durch rückschreitende Erosion neue Talstrecken gebildet wurden, wie am Oberlauf der Aschaff, oder wo kräftige tektonische Bewegungen vor sich gingen, wie z. B. im Hahnenkamm, entstanden tief eingeschnittene Kerbtäler.

Der durch das Absinken des Aschaffener Beckens gebildete Gefällsknick im Aschafftal wurde ausgeglichen durch die starke Schuttbildung und Akkumulation während der Glazialzeiten. Das beweisen die mächtigen Schotterpackungen zwischen Goldbach und Aschaffenburg. Eigentlich sollte man erwarten, daß ein solcher Gefällsknick talauf wandert und die oberhalb gelegene sehr flache Gefällsstrecke versteilt. Demgegenüber wies Louis darauf hin, daß der Betrag des Aufwärtswanderns von Gefällsversteilungen „entscheidend von der Leistungsfähigkeit der Flächen-denudation in dem betroffenen Gebiet“ abhängt. Bei starker Materialzufuhr verliert die sich rückwärts verlagernde Gefällssteile „rasch an wirksamer Höhe und erlischt daher in verhältnismäßig kurzer Entfernung von ihrem Ausgangspunkt. Das Talaufwandern der Gefällssteile ist also in entscheidendem Maße von klimatischen Bedingungen abhängig“ ²³⁶).

²³³) Vgl. BÜDEL 1957, S. 32.

²³⁴) LOUIS 1957, S. 15.

²³⁵) H. LOUIS, Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. Münchner Geogr. Hefte 2 (1953), S. 84.

²³⁶) LOUIS 1957, S. 24.

Im Kahlthal liegt von der Quelle bis zum Hahnenkamm ein flaches Talstück vor, das sich im Pleistozän zur heutigen Form umbildete. Im Gegensatz zur Aschaff besitzt die Kahl schon im Quellgebiet ein wesentlich breiter ausgearbeitetes Tal, das nicht auf rückschreitende Erosion hinweist. Das ziemlich gleichmäßige Gefälle im Mittellauf könnte mit dem Aufsteigen des Hahnenkamms in Verbindung stehen.

Das Biebertal stellt in seiner morphologischen Ausbildung — wie schon angedeutet — eine Zwischenform zwischen den Tälern der Lohr und der Aschaff dar, die mit der Entwässerung zur Kinzig oder damit zusammenhängen kann, daß nach Behrmann die Hebung im nördlichen Spessart während des Pleistozäns nicht so groß war wie im südlichen und demzufolge auch die Tiefenerosion nicht diese Beträge erreichte.

Der Vergleich mit den der Aschaff benachbarten Flußsystemen ergibt somit, daß die in den einzelnen Gebieten so grundverschiedenen Talformen sich doch auf eine einheitliche Entwicklung zurückführen lassen, die in voller Übereinstimmung mit den im Aschaffgebiet gewonnenen Ergebnissen steht. Diese Entwicklung ist gekennzeichnet durch die Ausbildung von weiten Verflachungen im Jungtertiär, die im Pleistozän durch Erosion zerschnitten wurden. Daß diese pleistozäne Erosion so unterschiedliche Talformen erzeugte, liegt an der Tatsache, daß im Aschaff- und Kahlgebiet der Buntsandstein bereits abgeräumt war, an dem Gegensatz zwischen kristallinem Gestein und Buntsandstein, an tektonischen Bewegungen und daran, daß die verschiedenen Spessartflüsse zu verschiedenen Zeiten in das Mainsystem einbezogen wurden. Das bedeutet nicht, daß manche Spessarttäler im Sinne der Zyklen-theorie von W. M. Davis jung, andere reif oder greisenhaft sind. In der ersten Anlage gehen sie sicher bis an die Wende von Tertiär zu Quartär oder bis ins Jungtertiär zurück. Die unterschiedliche Talgestaltung entstand erst im Verlauf der pleistozänen Talentwicklung, die sich in den einzelnen Tälern gleichzeitig vollzog und durch die oben genannten Faktoren entscheidend bestimmt wurde.

Wirft man zum Schluß die Frage auf, weshalb gerade im Aschaff- und Kahlgebiet das Kristallin und nicht der Buntsandstein die Oberfläche bildet, so zeigt sich, daß gerade der Teil des Spessarts keine Buntsandsteindecke mehr hat, der der Hanau-Seligenstädter Senke unmittelbar benachbart ist. Der Südwesten des Gebirges besitzt noch seine Buntsandsteindecke bis dicht südlich von Aschaffenburg, obwohl gerade dieser Teil nach Behrmann und Büdel mit am stärksten herausgehoben wurde. Damit drängt sich der Gedanke auf, daß zwischen der Freilegung des Kristallins im nord-

westlichen Spessart und dem Einbruch des Mainzer Beckens ein ursächlicher Zusammenhang besteht. In der Umgebung dieses Beckens war die Abtragung durch das Aufsteigen der Randgebiete und die Nähe der tiefliegenden Erosionsbasis besonders intensiv und hat so auch einen Teil des Spessarts seiner Buntsandsteindecke beraubt.

Ein Blick auf die dem Spessart verwandten Mittelgebirge des Odenwaldes und des Schwarzwaldes zeigt die gleiche Erscheinung. Der Unterschied besteht jedoch darin, daß diese Gebirge auf ihrer ganzen Längserstreckung unmittelbar am Rand der Oberrheinischen Tiefebene liegen und deshalb nicht nur in einem Teil, sondern auf der gesamten Westseite von ihrer Sedimenthülle befreit worden sind. Daß in der Tat sehr enge verwandtschaftliche Beziehungen zwischen dem kristallinen Spessart und dem kristallinen Odenwald vorhanden sind, zeigen die großen Übereinstimmungen und Parallelen, die bei einem Vergleich der vorliegenden Untersuchungen mit der in jüngster Zeit von Semmel beschriebenen Entwicklung des Weschnitztales im kristallinen Odenwald wieder einmal sehr deutlich zutage treten.

ABKÜRZUNGEN MEHRFACH ZITIERTER ZEITSCHRIFTEN:

Abh. d. Geogr. Inst. d. F. U. Berlin	= Abhandlungen des Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin.
Abh. d. Hess. LA f. Bodenforschg.	= Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Wiesbaden.
Am. Journ. of Sci.	= American Journal of Science.
Biul. Perigl.	= Biuletyn Periglacialny, Lodz.
Eisz. u. Geg.	= Eiszeitalter und Gegenwart.
Erdk.	= Erdkunde.
Forsch. z. dt. Landesk.	= Forschungen zur deutschen Landeskunde.
Fortschr. d. Geol. u. Pal.	= Fortschritte der Geologie und Paläontologie.
Frankf. Geogr. Hefte	= Frankfurter Geographische Hefte.
Geogr. Anz.	= Geographischer Anzeiger.
Geogr. Ber.	= Geographische Berichte.
Geogr. Rdsch.	= Geographische Rundschau.
Geol. Bav.	= Geologica Bavarica.
Geol. Rdsch.	= Geologische Rundschau.
Gött. Geogr. Abh.	= Göttinger Geographische Abhandlungen.
Jb. d. Frankf. Ver. f. Geogr. u. Stat.	= Jahrbuch des Frankfurter Vereins für Geographie und Statistik.
Journ. of Geol.	= Journal of Geology.
Naturwiss.	= Naturwissenschaften.
Notizbl. d. Hess. LA f. Bodenforschg.	= Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, Wiesbaden.
Pet. Mitt.	= Petermanns Mitteilungen.
Pet. Mitt. Ergh.	= Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft.
RMF	= Rhein-Mainische Forschungen.
Stuttg. Geogr. Stud.	= Stuttgarter Geographische Studien.
Tag. Ber. u. wiss. Abh. d. dt. Geogr. Tag.	= Tagungsberichte und wissenschaftliche Abhandlungen des Deutschen Geographentages.
Würzb. Geogr. Arb.	= Würzburger Geographische Arbeiten.
Z. d. dt. Geol. Ges.	= Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.
Z. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin	= Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin.
Z. f. Geomorph.	= Zeitschrift für Geomorphologie.

SCHRIFTTUM

- Adam, K. D., Die Bedeutung der altpleistozänen Säugetierfauna Südwestdeutschlands für die Gliederung des Eiszeitalters. Geol. Bav. 19 (1953), S. 357—363.
- Andersson, J. G., Solifluction, a component of subaerial denudation. Journ. of Geol. 14, 2 (1906), S. 91—112.
- Arbeitstagung, Morphologische, der Geographischen Gesellschaft der DDR in Bad Freienwalde und Berlin. Geogr. Ber. 1 (1956), 65—81.
- Bakker, J. P., Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung. Geogr. en Geol. Med. 3, Utrecht 1930 (zit. BAKKER 1930).
- Über den Einfluß von Klima, jüngerer Sedimentation und Bodenprofilentwicklung auf die Savannen Nordsurinams (Mittelguayana). Erdk. 8, 2 (1954), S. 89—112.
 - Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. Tag. Ber. u. wiss. Abh. d. dt. Geogr. Tag. Würzburg 1957 (zit. BAKKER 1957).
 - Zur Entstehung von Pingen, Oricangas und Dellen in den Tropen mit besonderer Berücksichtigung des Voltzberggebietes (Surinam). Abh. d. Geogr. Inst. d. F. U. Berlin 5 (1957).
 - Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes. Z. f. Geomorph. Suppl. 1 (1960), S. 69—92 (zit. BAKKER 1960).
- Bakker, J. P. und Müller, H. J., Zweiphasige Flußablagerungen und zweiphasige Verwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. Stuttg. Geogr. Stud. 69 (1957), Lautensach-Festschrift, S. 365—397.
- Baritz, J., Die pliozän-diluviale Entwicklung des Mainlaufes. Z. d. dt. Geol. Ges. 89 (1937), S. 328—342.
- Bederke, E., Alter und Metamorphose des kristallinen Grundgebirges im Spessart. Abh. d. Hess. LA f. Bodenforsch. 18 (1957), S. 7—19 (zit. BEDERKE).
- Behrmann, W., Die Oberflächenformen der feucht-warmen Tropen. Z. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin 1921, S. 44—60.
- Die diluvialen Bewegungen des mitteldeutschen Bodens. Pet. Mitt. Ergh. 209 (1930), S. 110—135 (zit. BEHRMANN 1930).
 - Das Klima der Prälazialzeit auf der Erde. Geol. Rdsch. 34 (1944), S. 763—776.
 - Morphologische Formengruppen in ihrer Bedeutung für die jüngere Erdgeschichte. Die Erde 1 (1949/50), S. 238—266.
- Blanke, E., Über Granitverwitterung vom Schenkenberg bei Lindenfels im Odenwald. Chemie der Erde 7 (1932).
- Blanke, E. und Giesecke, F., Über die Entstehung der Roterde im nördlichsten Verbreitungsgebiet ihres Vorkommens. Chemie der Erde 3 (1928), S. 44—90.
- Blanke, E., Alten, F. und Heide, F., Über rotgefärbte Bodenbildungen und Verwitterungsprodukte im Gebiet des Harzes. Chemie der Erde 2 (1926), S. 114 bis 133.
- Blume, H., Rumpfflächen im Schichtstufenland? Erdk. 4 (1950), S. 88—94.
- Boesch, H., Bemerkungen zum Terrassenbegriff. Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, Amsterdam 1957, S. 234—238.
- Brandt, E., Diluviale Eiskeile bei Aschaffenburg. Senckenbergiana 20 (1938), S. 412 bis 416.

- Brandtner, F., Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. *Eisz. u. Geg.* 7 (1956), S. 127—175.
- Brelie, G. v. d., Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. Die Pollenstratigraphie im jüngeren Pleistozän. *Eisz. u. Geg.* 6 (1955), S. 25—38.
- Brinkmann, R., Abriß der Geologie. Stuttgart 1959 (zit. BRINKMANN).
- Brunnacker, K., Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. *Geol. Bav.* 25 (1956), S. 27—43 (zit. BRUNNACKER 1956).
- Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. *Geol. Bav.* 34 (1957) (zit. BRUNNACKER 1957).
- Bryan, K., Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. *Am. Journ. of Sci.* 244 (1946).
- Bubnoff, S. v., Einführung in die Erdgeschichte. Halle/Saale 1949.
- Bücking, H., Der nordwestliche Spessart. Berlin 1892 (zit. BÜCKING).
- Büdel, J., Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Pet. Mitt. Ergh.* 229 (1937).
- Das Verhältnis von Rumpftreppen zu Schichtstufen in ihrer Entwicklung seit dem Alttertiär. *Pet. Mitt.* 84 (1938), S. 229—238.
- Periglaziale Bodenbildung und Morphologie. *Geol. Rdsch.* 34 (1944), S. 482—519.
- Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. *Erdk.* 2 (1948), S. 22—53 (zit. BÜDEL 1948).
- Neue Wege der Eiszeitforschung. *Erdk.* 3 (1949), S. 82—96.
- Die Klimaphasen der Würmeiszeit. *Naturwiss.* 19 (1950), S. 438—449.
- Die periglazial-morphologische Wirkung des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. *Erdk.* 7 (1953), S. 249—266 (zit. BÜDEL 1953).
- Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. *Würzb. Geogr. Arb.* 4/5 (1957), S. 5—46 (zit. BÜDEL 1957).
- Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen. *Z. f. Geomorph.* 1 (1957), S. 201—228.
- Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. *Tag. Ber. u. wiss. Abh. d. dt. Geogr. Tag. Würzburg 1957*, S. 89—121.
- Die Gliederung der Würmkaltzeit. *Würzb. Geogr. Arb.* 8 (1960) (zit. BÜDEL 1960).
- Credner, W., Die Oberflächengestalt der kristallinen Gebiete von Spessart und Odenwald. Eine vergleichende Morphologie. Diss. Heidelberg 1922 (zit. CREDNER).
- Das Kräfteverhältnis morphogenetischer Faktoren und ihr Ausdruck im Formenbild Südostasiens. *Bull. of the Geol. Soc. of China* 11 (1931), Nr. 1.
- Czajka, W., Rezente und pleistozäne Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien. *Acta Geogr.* 14 (1955), S. 121—140.
- Davis, W. M. und Rühl, A., Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig 1912.
- Dege, W., Landformende Vorgänge im eiszeitnahen Spitzbergen. *Pet. Mitt.* 87 (1941), S. 81—97, 113—122.
- Dewers, F., Kritische Betrachtungen zur Frage der Beschaffenheit und Entstehung der Taschenböden. *Abh. u. Votr. d. Bremer wiss. Ges.* 8/9 (1934).
- Dücker, A., Über die Entstehung von Frostspalten. *Schr. d. naturwiss. Ver. f. Schleswig-Holstein* 25 (1951), S. 58—64.
- Die periglazialen Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. *Gött. Geogr. Abh.* 16 (1954), S. 5—54.
- Dylík, J., Das Problem der Lößentstehung in Polen. *Biul. Perigl.* 1 (1954).
- Rhythmically Stratified Periglacial Slope Deposits. *Biul. Perigl.* 2 (1955), S. 175—185.
- Ebers, E., Die Periglazialerscheinungen im bayrischen Teil des eiszeitlichen Salzachvorlandgletschers. *Gött. Geogr. Abh.* 15 (1954), S. 7—16.
- Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. *Eisz. u. Geg.* 6 (1955), S. 96—109.

- Entwicklungsgeschichte der Erde, Die, Brockhaus-Taschenbuch der Geologie. Leipzig 1955.
- Fezer, F., Schuttmassen, Blockdecken und Talformen im nördlichen Schwarzwald. Gött. Geogr. Abh. 14 (1953), S. 45–77.
- Firbas, F., Die quartäre Vegetationsentwicklung zwischen den Alpen und der Nord- und Ostsee. Erdk. 5 (1951), S. 6–15.
- Fitzpatrick, E. A., Progress Report on the Observations of Periglacial Phenomena in the British Isles. Biul. Perigl. 4 (1956), S. 99–115.
- Flach, K., Die Käfer der unterpleistozänen Ablagerungen bei Hösbach, Verh. d. phys. med. Ges. Würzburg NF 11, 18 (1884), S. 285–297 (zit. FLACH).
- Fliehdner, D., Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Odenwald. Forsch. z. dt. Landesk. 92 (1957) (zit. FLIEDNER).
- Flohn, H., Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdk. 7 (1953), S. 266–275.
- Fränzle, O., Untersuchungen über Ablagerungen und Böden im eiszeitlichen Gletschergebiet Norditaliens. Erdk. 8 (1959), Troll-Festschrift, S. 47–55 (zit. FRÄNZLE).
- Freising, H., Löss, Fließerden und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. Diss. Stuttgart 1949.
- Neue Ergebnisse der Lössforschung im nördlichen Württemberg. Jb. d. Geol. Abt. d. Württ. Stat. LA 1 (1951), S. 54–59.
- Gibt es in Hessen drei Löss? Jb. 11. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Ver. NF 35 (1953/54), S. 54–66.
- Furrer, G., Der Stand der Periglazialforschung in der Schweiz. Biul. Perigl. 4 (1956), S. 139–140.
- Gallwitz, H., Eiskeile und glaziale Sedimentation. Geologica 2 (1949), S. 5–24.
- Gams, H., Die relative und absolute Chronologie des Quartärs. Geol. Bav. 19 (1953), S. 364–369.
- Ganssen, R., Bodengeographie. Stuttgart 1957.
- Gesicht der Erde, Das, Brockhaus-Taschenbuch der Physischen Geographie. Leipzig 1956.
- Gothan, W. und Weyland, H., Lehrbuch der Paläobotanik. Berlin 1954 (zit. GOTHAN, WEYLAND).
- Gradmann, R., Das Schichtstufenland. Z. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin 1919, S. 113 bis 139.
- Süddeutschland. Stuttgart 1931.
- Lokale Verebnungen im Schichtstufenland. Pet. Mitt. 96 (1952).
- Grahmann, R., Das Eiszeitalter und der Übergang zur Gegenwart. Erdk. Wissen 1 (1952).
- Gripp, K., Glazialmorphologie und geologische Kartierung. Z. d. dt. Geol. Ges. 99 (1949).
- Zwei Beiträge zur Frage der periglazialen Vorgänge. Meyniana, Veröff. d. Geol. Inst. Kiel 1 (1952), S. 112–118.
- Gripp, K. und Simon, G. W., Experimente zum Brodelboden. Centralbl. f. Min. B (1933).
- Gross, H., Das Göttinger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. Eisz. u. Geg. 7 (1956), S. 87–101.
- Guenther, E. W., Zur Gliederung des Jungpleistozäns im mitteleuropäischen Periglazialgebiet. Schr. d. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein 29 (1959), H. 2, S. 65–72.
- Hammen, V. d. T., Dating and correlation of periglacial deposits in middle and western Europe. Geol. en Mijnbouw N. Ser. 14 (1952).
- Harrassowitz, H., Laterit, Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Fortschr. d. Geol. u. Pal. 4 (1926), S. 253–566 (zit. HARRASSOWITZ 1926).
- Böden der tropischen Regionen. In: E. Blanck (Hg.), Handbuch der Bodenlehre III, Berlin 1930, S. 362–436 (zit. HARRASSOWITZ 1930).
- Fossile Verwitterungsdecken. In: E. Blanck (Hg.), Handbuch der Bodenlehre IV, Berlin 1930, S. 225–305.

- Hempel, L., Eiszeitklima und Gesteinsstruktur — Ihre Bedeutung für die asymmetrischen Talformen im Buntsandstein. *Eisz. u. Geg.* 9 (1958), S. 49—60.
- Studien in norddeutschen Buntsandsteinlandschaften. *Forsch. z. dt. Landesk.* 112 (1958).
- Henkel, L., Die Terrassen des Maintales bis zum Eintritt in die oberrheinische Tiefebene. *Geol. Rdsch.* 10 (1919), S. 137—155.
- Die Entwässerung der deutschen Mittelgebirge während der Eiszeit. *Pet. Mitt.* 71 (1925), S. 14—15.
- Herz, K., Die große Schotterterrasse des Muldetales im nordwestlichen Sachsen. *Geogr. Ber.* 12 (1959), S. 121—137.
- Hövermann, J., Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. *Gött. Geogr. Abh.* 2 (1949) (zit. HÖVERMANN).
- Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. *Pet. Mitt.* 94 (1950), S. 121—130.
- Die Periglazialerscheinungen im Harz. *Gött. Geogr. Abh.* 14 (1953), S. 7—44.
- Die Periglazialerscheinungen im Tegernseegebiet. *Gött. Geogr. Abh.* 15 (1954), S. 91 bis 124.
- Hohl, R., Über das Ergebnis einiger Bohrungen im Nordosten von Leipzig. *Z. Geol.* 3 (1954), S. 917—932.
- Hoppe, G., *Suède. Biul. Perigl.* 4 (1956), S. 55.
- Hummel, H., Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes. *Fortschr. d. Geol. u. Pal.* 8, 24 (1929).
- Jahn, A., Some Periglacial Problems in Poland. *Biul. Perigl.* 4 (1956), S. 169—183.
- Jennings, J. N., *Australie. A Note on Periglacial Morphology in Australia. Biul. Perigl.* 4 (1956), S. 163—168.
- Jessen, O., Reliefasymmetrie und Auslage. *Pet. Mitt.* 81 (1935), S. 400—404, 433 bis 436.
- Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. *Z. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin* 1938, S. 36 bis 49 (zit. JESSEN).
- Kadar, L., Die Abhängigkeit der Terrassen- und Lößbildung von quartären Klimaänderungen in Ungarn. *Biul. Perigl.* 4 (1956), S. 371—404.
- Kaiser, K. H., Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. *Eisz. u. Geg.* 11 (1960), S. 121—141 (zit. KAISER).
- Keilhack, K., Lateritische Verwitterungsbildungen auf der präoligozänen vogtländisch-erzgebirgischen Fastebene im Untergrund von Franzensbad in Böhmen. *Z. d. dt. Geol. Ges.* 82 (1930), S. 368—374.
- Keßler, P., Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nichtver-eisten Gebiet. Stuttgart 1925.
- Klaer, W., Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. *Pet. Mitt. Ergh.* 261 (1956).
- Klemm, G., Beiträge zur Kenntnis des kristallinen Grundgebirges im Spessart. *Abh. d. Hess. Geol. LA f. Bodenforsch.* 2 (1895).
- Klimaszewski, M., Bemerkungen und Gedanken über Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa. *Z. f. Geomorph.* 3 (1959), S. 47—62.
- Klute, F., Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer u. pflanzengeographischer Tatsachen. *Geogr. Rdsch.* (1949), S. 81—89, 121—126.
- Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würm-Eiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. *Erdk.* 5 (1951), S. 273—283.
- Kobayashi, K., Japan, Periglacial Morphology in Japan. *Biul. Perigl.* 4 (1956), S. 15—36.
- Koenigswald, R. v., Die Klimaänderung im Jungtertiär Mitteleuropas und ihre Ursachen. *Z. f. Geschiebeforsch.* 6 (1930), S. 11—21.
- Köppen, W. und Wegener, A., *Die Klimate der geologischen Vorzeit.* Berlin 1924.

- Körber, H., Zur oberpliozänen und altpleistozänen Entwicklung der östlichen Untermainebene und des Aschaffener Beckens. Notizbl. d. Hess. LA f. Bodenforschg. 87 (1959), S. 398—414 (zit. KÖRBER).
- Krebs, N., Morphologische Probleme in Unterfranken. Z. d. Ges. f. Erdk. z. Berlin 1919, S. 307—335.
- Kubiena, W. L., Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lössböden. Eisz. u. Geg. 7 (1956), S. 102—112.
- Neue Beiträge zur Kenntnis des planetarischen und hypsometrischen Formenwandels der Böden Afrikas. Stuttg. Geogr. Stud. 69 (1957), S. 50—64.
- Kuls, W., Neue Wege in der Geomorphologie. Geogr. Rdsch. 12 (1959), S. 457—465.
- Lautensach, H., Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korea, ein Vergleich. Pet. Mitt. 94 (1950).
- Leffingwell, E. de K., Ground-ice wedges. Journ. of Geol. 23 (1915).
- Lehmann, H., Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe. Erdk. 2 (1948), S. 69 bis 79.
- Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra da Mantiqueira und im Paraíba-Tal (Brasilien). Abh. d. Geogr. Inst. d. FU Berlin 5 (1957), S. 67—72 (zit. LEHMANN).
- Lembke, H., Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oderbruches bei Freienwalde. Gött. Geogr. Abh. 16 (1954), S. 55—95.
- Leuchs, K., Abhängigkeit junger Tektonik von variskischer im Spessart und fränkischen Triasbecken. Geol. Rdsch. 22 (1931).
- Lösche, H., Die Talungleichseitigkeit im Erzgebirgsbecken. Geogr. Anz. 39 (1938), H. 4, S. 78—81.
- Louis, H., Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. Münchner Geogr. Hefte 2 (1953).
- Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. Pet. Mitt. Ergh. 262 (1957), Machatschek-Festschrift, S. 9—26 (zit. LOUIS 1957).
- Allgemeine Geomorphologie. In: E. Obst (Hg.), Lehrbuch der allgemeinen Geographie I. Berlin 1960 (zit. LOUIS 1960).
- Lüttig, G., Eine neue, einfache, gerölmorphometrische Methode. Eisz. u. Geg. 7 (1956), S. 13—20.
- Matthes, S., Die Paragneise im mittleren kristallinen Vorspessart und ihre Metamorphose. Abh. d. Hess. LA f. Bodenforschg. 8 (1954) (zit. MATTHES).
- Maull, O., Die Landschaft um Marburg an der Lahn in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. Jb. d. Frankf. Ver. f. Geogr. u. Stat. 81/83 (1916/19), S. 5—97 (zit. MAULL).
- Geomorphologie. Leipzig 1938.
- Meinardus, W., Allgemeine Zirkulation und Niederschlagsverteilung in der Eiszeit. Frankf. Geogr. Hefte 11 (1937), S. 95—98.
- Meinecke, F., Granitvergrusung, Entstehung und Alter der Granitklippen. Z. d. dt. Geol. Ges. 109 (1957).
- Mensching, H., Schotterfluren und Talauen im niedersächsischen Bergland. Gött. Geogr. Abh. 4 (1950).
- Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. Erdk. 5 (1951), S. 60—70 (zit. MENSCHING 1951).
- Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratales. Gött. Geogr. Abh. 14 (1953), S. 80—128.
- Die Roterde des Mittelmeergebietes. Die Umschau 12 (1957), S. 375—377.
- Meyer-Harrassowitz, H. L. F., Die Blockfelder im östlichen Vogelsberg. Niederrhein. Geol. Ver. 9 (1918), S. 29—49.
- Michels, F., Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Blatt Frankfurt/Main-West, Höchst-Steinbach, Blatt Frankfurt/Main-Ost, Offenbach. Berlin 1930.
- Mohr, E. C. J. und Baren, F. A. van, Tropical Soils. The Hague 1954 (zit. MOHR, van BAREN).

- Mortensen, H., Rumpfffläche — Stufenlandschaft — alternierende Abtragung. *Pet. Mitt.* 93 (1949).
- Heutiger Firnrückgang und Eiszeitklima. *Erdk.* 6 (1952), S. 145—160.
- Mückenhausen, E., Fossile Böden im nördlichen Rheinland. *Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 65 (1954), S. 81—103.
- Müller-Beck, H., Bemerkungen zur Stratigraphie des mitteleuropäischen Jungpleistozäns. *Eisz. u. Geg.* 10 (1959), S. 144—160.
- Munsell Soil Color Charts. Munsell Color Comp., Inc. Maryland.
- Passarge, S., Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften. *Pet. Mitt.* 65 (1919), S. 41—46.
- Penck, A., Eiszeitliche Krustenbewegungen. *Frankf. Geogr. Hefte* 11 (1937).
- Penck, A. und Brückner, W., Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909 (zit. PENCK, BRÜCKNER).
- Penck, W., Die morphologische Analyse. *Geogr. Abh.*, 2. Reihe, 2 (1924).
- Philippson, A., Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. *Verh. d. 14. dt. Geogr. Tag. Köln* 1903, S. 193—206.
- Pierzchalko, L., Periglacial Phenomena in Northern Poland. *Biul. Perigl.* 4 (1956), S. 415—427.
- Piller, H., Über Verwitterungsbildungen des Brockengranits nördlich St. Andreasberg. *Heidelberger Beitr. z. Min. u. Petr.* 2 (1951).
- Pippan, Th., Geologisch-morphologische Untersuchung im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge. *Sitz. Ber. d. Österr. Ak. d. Wiss., Math.-Nat. Kl., Abt. I*, 164 (1955), S. 335—365.
- Poser, H., Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. *Naturwiss.* 34 (1947), S. 232—238, 262—267.
- Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nichtvereisten Teil von Mittel- und Westeuropa. *Naturwiss.* 34 (1947).
- Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. *Erdk.* 2 (1948), S. 53—68 (zit. POSER 1948).
- Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen. *Abh. d. Braunsch. wiss. Ges.* 2 (1950), S. 109—122 (zit. POSER 1950).
- Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. *Eisz. u. Geg.* 1 (1951), S. 27—55.
- Poser, H. und Hövermann, J., Morphometrische und morphologische Schotteranalyse. *Proc. of the 3rd Internat. Congr. of Sedimentology. Groningen-Wageningen 1951*, S. 135—156.
- Poser, H. und Müller, Th., Studien an asymmetrischen Tälern des niederbayrischen Hügellandes. Ein Beitrag zum Problem der klimabedingten asymmetrischen Vorzeittäler. *Nachr. d. Ak. d. Wiss. Gött., Math.-Phys. Kl.* 1951, S. 1—32.
- Quiring, H., Herkunft, Aussprache und Schreibung des Wortes „Löß“. *Z. d. dt. Geol. Ges.* 88 (1936), S. 250/51.
- Rathjens, C., Über Klima und Formenschatz der Späteiszeit. *Geol. Bav.* 19 (1953), S. 186—194.
- Reichelt, G., Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. *Pet. Mitt.* 97 (1953).
- Rein, U., Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. Die Pollenstratigraphie im älteren Pleistozän. *Eisz. u. Geg.* 6 (1955), S. 16—24.
- Richter, H., Die Vergrusung des Gneises. *Arb. d. Geogr. Inst. d. Karl-Marx-Univ. Leipzig* 3/11 (1955/56).
- Rutte, E., Einführung in die Geologie von Unterfranken. Würzburg 1957.
- Sahle, E. v d., Härtlingszüge. *Berliner Geogr. Arb.* 21 (1942) (zit. SAHLE).
- Sandner, G., Der Kellerwald und seine Umgebung. *Marburger Geogr. Schriften* 4 (1956).

- Sapper, K., Erdfließen und Strukturböden in polaren und subpolaren Gebieten. Geol. Rdsch. 4 (1913), H. 2.
- Über Abtragungsvorgänge in den regenfeuchten Tropen und ihre morphologischen Wirkungen. Geogr. Z. 20 (1914), S. 5—18, 81—92.
- Schäfer, I., Die diluviale Erosion und Akkumulation. Forschg. z. dt. Landesk. 49 (1950) (zit. SCHÄFER).
- Scharlau, K., Periglaziale und rezente Verwitterung und Abtragung in den hessischen Basaltberglandschaften. Erdk. 7 (1953), S. 99—110.
- Scheffer, F. und Schachtschnabel, F., Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde I. Bodenkunde, Stuttgart 1956.
- Schenk, E., Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. Abh. d. Hess. LA f. Bodenforschg. 13 (1955) (zit. SCHENK).
- Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. Eisz. u. Geg. 6 (1955), S. 170—184.
- Schick, M., Zur Altersstellung der Granitvergrusung im Harz. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 98 (1956), S. 209—212.
- Fragen des periglazialen Formenschatzes im Harz. Z. f. Geomorph. NF 2 (1958), S. 101—110.
- Schmid, J., Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. Heidelberg 1955.
- Veränderungen und Abtragung des Bodens durch Frosteinwirkung. Die Umschau 5 (1957), S. 140—142.
- Schmitt, O., Grundlagen und Verbreitung der Bodenzerstörung im Rhein-Main-Gebiet mit einer Untersuchung über die Bodenzerstörung durch Starkregen im Vorpessart. RMF 33 (1952).
- Schmittthener, H., Probleme der Schichtstufenlandschaft. Marburger Geogr. Schriften 3 (1956).
- Schönhals, E., Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. Notizbl. d. Hess. LA f. Bodenforschg. 6, 1 (1950), S. 244—259.
- Fossile gleyartige Böden des Pleistozäns im Usinger Becken und am Rande des Vogelsberges. Notizbl. d. Hess. LA f. Bodenforschg. 6, 2 (1951), S. 160—183.
- Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. Eisz. u. Geg. 1 (1951), S. 109—130.
- Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Abh. d. Hess. LA f. Bodenforschg. 2 (1954).
- Kennzahlen über den Feinheitsgrad des Lösses. Eisz. u. Geg. 6 (1955), S. 133—147.
- Über den Aufbau von Solifluktsdecken in den hessischen Mittelgebirgen (vorläufige Mitteilung). Deuqua, Marburg 1956.
- Schott, C., Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forsch. z. dt. Landes- u. Volksk. 29 (1931).
- Schottler, W., Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, Blatt Seligenstadt. Darmstadt 1922.
- Schottler, W. und Haupt, O., Der Untergrund der Mainebene zwischen Aschaffenburg und Offenbach. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Geol. LA Darmstadt NF 5 (1923), S. 52—148.
- Schrepfer, H., Oberflächengestalt und eiszeitliche Vergletscherung im Hochschwarzwald. Geogr. Anz., 27 (1926), S. 197—209.
- Das Maintal zwischen Spessart und Odenwald. Forschg. z. dt. Landes- u. Volksk. 23 (1924).
- Schwarzbach, M., Das Klima der Vorzeit. Stuttgart 1961 (zit. SCHWARZBACH).
- Sekyra, J., The Development of Cryopedology in Czechoslovakia. Biul. Perigl. 4 (1956), S. 351—369.
- Semmel, A., Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald. Frankf. Geogr. Hefte 37 (1961), S. 425—492 (zit. SEMMEL).
- Setzler, J., Os Solos Do Municipio de Sao Paulo. Boletim Paulista de Geografia 20 (1955/56), S. 3—30, 22, S. 26—54, 24, S. 35—56.
- Siebert, J., Der Spessart, eine landeskundliche Studie. Breslau 1934 (zit. SIEBERT).
- Soergel, W., Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Fortschr. d. Geol. u. Pal. 5 (1921).

- Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. *Fortschr. d. Geol. u. Pal.* 13 (1925), S. 125–251.
- Steeger, A., Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. *Geol. Rdsch.* 34 (1944), S. 520–538.
- Steinert, H., Verwitterung und Schwermineralgesellschaften. *Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 65 (1954).
- Stille, H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
- Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des Gesamteuropäischen. *Beil. z. Geol. Jb.* 2 (1951).
- Stremme, H. E., Die charakteristischen Tonmineralien einiger Hauptbodentypen. *Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 65 (1954), S. 1–9.
- Suchel, A., Studien zur quartären Morphologie im Hilsgebiet. *Gött. Geogr. Abh.* 17 (1954).
- Thauer, W., Morphologische Studien im Frankenwald. *Mitt. d. fränk. Geogr. Ges.* 1 (1954), S. 1–232.
- Thürach, H., Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. *Geognost. Jahreshefte* 1892.
- Tricart, J., Die Entstehungsbedingungen des Schichtstufenreliefs im Pariser Becken. *Pet. Mitt.* 95 (1951), S. 98–105.
- Troll, C., Diluvialgeologie und Klima. *Geol. Rdsch.* 34 (1944), S. 307–325.
- Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rdsch.* 34 (1944), H. 7/8.
- Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. *Erdk.* 1 (1947), S. 162–175.
- Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdk.* 2 (1948), S. 1–21.
- Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. *Pet. Mitt. Ergh.* 262 (1957), *Machatschek-Festschrift*, S. 213 bis 226.
- Trusheim, F., Zur Morphologie und Flußgeschichte des Mains im Tertiär und Diluvium. *Z. d. dt. Geol. Ges.* 87 (1935), S. 603–607.
- Unger, K. P., Klimamorphologische Untersuchungen an pleistozänen Schotterkörpern der Saale. *Biul. Perigl.* 4 (1956), S. 405–414 (zit. UNGER).
- Valeton, I., Fossile Bodenbildungen an der Sohle des Maintales. *Geol. Bav.* 25 (1956), S. 44–50 (zit. VALETON).
- Völker, H., Beiträge zur Morphologie der Kinziglandschaft. *Frankf. Geogr. Hefte* 2 (1928), H. 2.
- Wagner, W., Diluviale Tektonik im Senkungsbereich des nördlichen Rheintalgrabens und an seinen Rändern. *Notizbl. d. Hess. LA f. Bodenforsch.* 6, 1 (1950), S. 177–192.
- Das Gebiet des Rheingrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen. *Notizbl. d. Hess. LA f. Bodenforsch.* 6, 4 (1953), S. 164 bis 194.
- Weidmann, C., Zur Geologie des Vorspessarts. *RMF* 3 (1929) (zit. WEIDMANN).
- Weinberger, L., Frostspalten und Froststrukturen in Schottern bei Leipzig. *Geol. Rdsch.* 34 (1944), S. 539–544.
- Die Periglazialscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzachvorlandgletschers. *Gött. Geogr. Abh.* 15 (1954), S. 17–90.
- Wenz, W., Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teiles des Mainzer Beckens. *Abh. d. Senckenberg. Naturforsch. Ges.* 36 (1914), S. 71–107.
- Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921.
- Tertiäre Verwitterungsrinden im Mainzer Becken. *Z. d. dt. Geol. Ges.* 76 (1924) B, S. 215–222.
- Wilhelmy, H., Klimamorphologie der Massengesteine. Braunschweig 1958 (zit. WILHELMY).

- Wilz, A., Über Oberflächengestaltung im Spessart. Programmbeil. d. städt. Handels-Realschule Frankfurt am Main. 1911.
- Wirthmann, A., Zur Geomorphologie der nördlichen Oberpfälzer Senke. Würzb. Geogr. Arb. 9 (1961).
- Woldstedt, P., Quartärforschung. Eisz. u. Geg. 1 (1951), S. 9—15.
- Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart 1954 (zit. WOLDSTEDT 1954).
- Über die Gliederung der Würmeiszeit und die Stellung der Lössen in ihr. Eisz. u. Geg. 7 (1956), S. 78—86 (zit. WOLDSTEDT 1956).
- Eine neue Kurve der Würmeiszeit. Eisz. u. Geg. 9 (1958), S. 151—154.
- Wurm, A., Beiträge zur Flußgeschichte des Mains und zur diluvialen Tektonik des Main-Gebietes. Geol. Bav. 25 (1956), S. 1—26 (zit. WURM).

KARTEN

Topographische Karte 1:25 000

Blatt Nr.	57	21	Gelnhausen
" "	58	20	Langenselbold
" "	58	21	Bieber
" "	58	22	Wiesen
" "	59	20	Alzenau
" "	59	21	Schöllkrippen
" "	59	22	Frammersbach
" "	59	23	Rieneck
" "	60	20	Aschaffenburg
" "	60	21	Haibach
" "	60	22	Rothenbuch
" "	60	23	Lohr am Main
" "	61	21	Heimbuchenthal
" "	61	21	Bischbrunn
" "	61	23	Marktheidenfeld
" "	62	21	Miltenberg
" "	62	22	Stadtprozelten
" "	62	23	Wertheim

Topographische Karte 1:50 000

Blatt Nr.	L	59	20	Alzenau
" "	L	59	22	Rieneck
" "	L	61	20	Aschaffenburg
" "	L	61	22	Lohr am Main

Geologische Übersichtskarte des nordwestlichen Spessarts
1:100 000 von H. Bücking, 1892

Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland
1:600 000, 1954

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

I. Zeichnungen

(im Text)

Abb. 1:	Überblick über den Spessart	17
Abb. 2:	Wasserscheiden im Spessart	24
Abb. 3:	Übersicht über das Aschaffgebiet	29
Abb. 4:	Querprofile durch die Aschaffsenke	55
Abb. 5:	Blockbild des Riedels nördlich von Hösbach	68
Abb. 6:	Untergrund des Tales im Oberlauf der Aschaff südlich Waldaschaff	76
Abb. 7:	Querprofil durch den Untergrund des Aschafftales in Hösbach	83
Abb. 8:	Querprofil durch den Untergrund des Aschafftales in Goldbach	83
Abb. 9:	Untergrund des Tales im Unterlauf der Aschaff östlich Aschaffenburg	85
Abb. 10:	Korngrößenanalysen des Lößmaterials in der Grube Peter Grün bei Hösbach	90
Abb. 11:	Korngrößenanalysen des Lößmaterials an der Südseite der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke	93
Abb. 12:	Taschenboden in der Grube Peter Grün bei Hösbach	103
Abb. 13:	Große kryoturbate Tasche in der Grube Peter Grün bei Hösbach	105
Abb. 14:	Kryoturbate Erscheinungen in der Grube Peter Grün bei Hösbach	106
Abb. 15:	Kryoturbate Erscheinungen in der Grube Peter Grün bei Hösbach	108
Abb. 16:	Kryoturbate Aufpressung an der Ostseite der Grube Peter Grün bei Hösbach	109
Abb. 17:	Eiskeil an der Ostseite der Grube Peter Grün bei Hösbach	110
Abb. 18:	Kryoturbate Aufpressung im Löß in der Grube Josef Eisert bei Goldbach	111
Abb. 19:	Talgestaltung des Aschafftales	127
Abb. 20:	Talgestaltung des Lohrtales	129
Abb. 21:	Talgestaltung des Biebertales	131

II. Tafeln

(im Bildanhang)

Abb. 22:	Blick vom Pfaffenberg nach Osten in das Aschafftal
Abb. 23:	Mittelteil des Aschaffgebietes mit Hösbach und Schmerlenbacher Wald
Abb. 24:	Blick auf die Grube Peter Grün bei Hösbach, die Zeugenberge und die Stufe des unteren Buntsandsteins
Abb. 25:	Hauptwand der Grube Peter Grün bei Hösbach

- Abb. 26: Roter tonig-grusiger Gneiszersatz
in der Grube Peter Grün bei Hösbach
- Abb. 27: Grauer grusiger Gneiszersatz in den Goldbacher Ziegeleigruben
- Abb. 28: Grauer und roter Gneiszersatz in den Goldbacher Ziegeleigruben
- Abb. 29: Nordwand der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke
- Abb. 30: Ausschnitt aus dem Profil des unteren Absatzes der Nordwand
der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke
- Abb. 31: Fluviatiler Sand im oberen Absatz der Nordwand
der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke
- Abb. 32: Talauffüllungsmaterial im Westteil der
Grube Peter Grün bei Hösbach
- Abb. 33: Hohlweg im Gneisgrus am Pfaffenberg bei Aschaffenburg

VERZEICHNIS DER PROFILE

Profil 1: Mittelteil des unteren Absatzes der Nordwand in der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke nördlich von Hösbach	160
Profil 2: Westseite des oberen Absatzes der Nordwand in der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke	161
Profil 3: Ostseite des oberen Absatzes der Nordwand in der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke	161
Profil 4: Südwand der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke nördlich von Hösbach	162
Profil 5: Hauptwand der Grube Peter Grün nördlich von Hösbach	163
Profil 6: Hauptwand der Grube Peter Grün nördlich von Hösbach	164
Profil 7: Wand der Grube Josef Eisert nördlich von Goldbach	165

ERKLÄRUNG WICHTIGER FACHAUSDRÜCKE ²³⁷⁾

Akkumulation	= Ablagerung, Anhäufung von Material.
Algonkium	= Präkambrium. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)
Allitische Verwitterung	= Form der Verwitterung, bei der durch große Feuchtigkeit, hohe Temperaturen und das Fehlen von Humus die Kieselsäure aus den Silikaten abgespalten und ausgewaschen wird.
Alluvium	= Jetztzeit. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)
Äolische Ablagerungen	= Vom Wind abgelagertes Material.
Asymmetrische Täler	= Täler mit asymmetrischem Querschnitt.
Aplit	= Feinkörniges Ganggestein.
Archaikum	= Präalgonkischer Zeitabschnitt der Erdgeschichte. (Siehe S. 177)
Auelehm	= Ablagerung in Tälern, die aus alluvialen Sinkstoffen besteht.
Auskeilen	= Das Dünnerwerden und Verschwinden einer Schicht.
Ausliegerberge	= Erhebungen, die sich vor einer Schichtstufe befinden und aus dem gleichen Material wie diese bestehen.
Basisfließerde	= Fließerde am Beginn einer neuen Kaltzeit.
Biotit	= Dunkler Glimmer.
Blockmeer	= Anhäufung von durch Verwitterung entstandenen, kantigen oder abgerundeten Blöcken.
Bodenfließen	= Siehe Solifluktion!
Bretonische Phase	= Ältere Faltungsphase der variskischen Gebirgsbildung.
Brodelboden	= Boden, der durch Wirbelbewegung des wassergetränkten Materials entsteht und vorwiegend im periglazialen Bereich auftritt.
Bröckelschiefer	= Unterer Horizont des unteren Buntsandsteins. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)
Buntsandstein	= Untere Abteilung der Trias. (Siehe S. 177)
Buntsandstein- stufe	= Schichtstufe, die aus verschiedenen Horizonten des Buntsandsteins aufgebaut wird.

Cerithien	= Turmförmige Schnecken des Tertiärs, nach denen die untermiozänen Cerithienkalke benannt sind.
Corbicula	= Tertiäre Muschel, nach der die miozänen Corbiculaschichten benannt sind.
Dauerfrostboden	= Dauernd gefrorener Boden in kalten Klimabereichen.
Delle	= Flache Senke mit muldenförmigem Querschnitt.
Devon	= Dritte Formation des Erdaltertums. (Siehe S. 177)
Diluvium	= Ältere Abteilung des Quartärs. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)
Diorit	= In der Tiefe erstarrtes kristallines Gestein von dunkelgrüner Farbe.
Dislokationsmetamorphose	= Durch intensiven Druck bei Gebirgsbildungen verursachte Umwandlung eines Gesteins in ein anderes.
Diskordanz	= Ungleichsinnige Lagerung verschiedener Schichten übereinander.
Doppelte Eiebnungsflächen	= Zwei übereinander liegende Flächen, die vorwiegend in Beckenlandschaften wechselfeuchter Tropen auftreten, von denen die obere die eigentliche und sichtbare Oberfläche darstellt, während die untere die Fläche ist, an der die Verwitterung in die Tiefe greift. Der Abstand der beiden Flächen kann sehr unterschiedlich sein und wird von verwittertem Material ausgefüllt.
Ecksches Konglomerat	= Unterer Horizont des mittleren Buntsandsteins. (Vgl. S. 177)
Eemzeit	= Bezeichnung des Interglazials zwischen Riß- und Würmeiszeit. (Vgl. S. 177)
Einregelung	= Einordnung in bestimmter Richtung.
Eiskeil	= Keilförmige Spalte in oberflächennahen Ablagerungen, die in Bodenfrostgebieten entsteht, mit Eis gefüllt ist und nach dem Abschmelzen des Eises durch von oben nachrutschendes Material eingenommen wird.
Eozän	= Zweite Abteilung des Tertiärs. (Siehe S. 177)
Erosion	= Abtragung im weiteren Sinne; linear wirkende Abtragung durch fließendes Wasser im engeren Sinne.
Feldspat	= Sehr häufig auftretendes Mineral, das aus Alkali- und Tonerdasilikaten besteht.
Flächenspülklima	= Klima, das die flächenhaft wirkende Abspülung im Gegensatz zur linienhaft wirkenden begünstigt.
Fließerde	= Siehe Solifluktion!

Flußspat	= Mineral, das aus Calciumfluorid besteht und häufig in Gesteinsgängen auftritt.
Fluviatile Ablagerungen	= Ablagerungen durch fließendes Wasser.
Fossilien	= Überreste und Abdrücke vorzeitlicher Organismen.
Glazialzeit	= Eiszeit, untergliedert in Früh-, Hoch- und Spätglazial.
Gleyboden	= Naßboden, der im Bereich des Grundwassers entsteht und durch Marmorierung gekennzeichnet ist.
Glimmer	= Gut spaltbare Mineralien, die aus Alumosilikaten bestehen.
Glimmerschiefer	= Kristalline Schiefer, die viel Glimmer und Quarz enthalten.
Gneis	= Sehr häufig auftretendes Gestein der Gruppe der kristallinen Schiefer, das durch Metamorphose entstanden ist und dessen Mineralien meist parallele Anordnung zeigen.
Göttweiger Boden Graben	= Interstadiale Bodenbildung der Würmeiszeit. = Abgesunkener und durch Verwerfungen begrenzter Streifen der Erdkruste.
Grauwacke	= Sandsteinartiges Sedimentgestein.
Grus	= Körniges Material, das durch Verwitterung besonders aus körnigen Gesteinen entsteht.
Günz	= Bezeichnung für die erste größere pleistozäne Vereisung im süddeutschen Raum.
Hangendes	= Schichten, die über einer gerade betrachteten liegen.
Holozän	= Jetztzeit. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte)
Holstein-Interglazial	= Bezeichnung der Warmzeit zwischen Mindel- und Rißeiszeit.
Hydrothermale Entstehung	= Bildung bestimmter Stoffe aus überhitzten Lösungen.
Illit	= Tonmineral.
Inselberge	= Berge, die sich mit scharf abgesetztem Fuß aus Ebenen erheben.
in situ	= Noch im Verband, nicht umgelagert.
Interglazial	= Wärmere, längere Periode zwischen zwei Eiszeiten.
Interstadial	= Kürzere Periode innerhalb einer Eiszeit, die durch etwas milderes Klima gekennzeichnet ist.
Intrusion	= Eindringen des Magmas in andere Gesteine.
Isohypsen	= Kartenlinien, die Punkte gleicher Höhe über dem Meeresspiegel verbinden.
Jura	= Zweite Formation des Erdmittelalters. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)

Kaledonische Gebirgsbildung	= Gebirgsbildung im älteren Paläozoikum.
Kambrium	= Ältere Formation des Paläozoikums. (Siehe S. 177)
Kaolin	= Weißlicher Ton, der bei der Verwitterung feldspatreicher Gesteine entsteht.
Kaolinit	= Tonmineral.
Karbon	= Vorletzte Formation des Paläozoikums. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)
Karst-erscheinungen	= Bildungen, die durch Lösung und Auswaschung besonders in Kalkgesteinen entstehen.
Keuper	= Oberste Abteilung der Trias. (Siehe S. 177)
Konglomerat	= Sedimentgestein, das aus verkitteten, abgerundeten Gesteins-trümmern besteht.
Kremser Boden	= Interglaziale Bodenbildung der letzten Zwischeneiszeit.
Kreuzschichtung	= Die Schichten liegen nicht parallel übereinander, sondern stoßen in spitzem Winkel aneinander.
Kristalline Gesteine	= Gesteine, die aus Kristallen aufgebaut sind.
Krotowinen	= Vorwiegend von Steppennagern in Lößböden gegrabene Gänge, die später mit anderem Material ausgefüllt wurden.
Kryoturbate Erscheinungen	= Bildungen, die durch Bodenbewegungen im Bereich des Dauerfrostbodens entstanden sind.
Laterit	= Rotgefärbter Bodentyp der Tropen, der durch Wegführung der Kieselsäure entsteht, vorwiegend aus Tonerde und Eisenverbindungen zusammengesetzt ist und sehr mächtig werden kann.
Liegendes	= Schichten, die unter einer gerade betrachteten liegen.
Löß	= Vom Wind abgelagerter feiner Gesteinsstaub von gelblicher Farbe und vorherrschenden Korngrößen zwischen 0,01 und 0,05 mm.
Lößkindl	= Kalkkonkretionen, die durch Auswaschung des Kalkes aus oberen Lößhorizonten und Ausscheidung in tieferen entstehen.
Mächtigkeit	= Dicke einer Schicht.
Magma	= Glutflüssige Gesteinsschmelze in tieferen Bereichen der Erdkruste.
Marine Ablagerungen	= Im Meer entstandene Ablagerungen.
Mesozoikum	= Erdmittelalter. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)

Metamorphose	= Durch Druck- oder Temperaturänderungen hervorgerufene Umwandlung eines Gesteins in ein anderes.
Migmatite	= Gesteinsgruppe zwischen Magma- und metamorphen Gesteinen, die durch eindringendes Magma verändert wird.
Mindeleiszeit	= Bezeichnung für die zweite größere pleistozäne Vereisung im süddeutschen Raum.
Miozän	= Vorletzte Abteilung des Tertiärs. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)
Montmorillonit	= Tonmineral.
Morphogenese	= Entstehung der Oberflächenformen.
Munsell-Skala	= Farbskala. (Siehe Verzeichnis des Schrifttums)
Muschelkalk	= Mittlere Abteilung der Trias. (Siehe S. 177)
Muskowit	= Heller Glimmer.
Neozoikum	= Erdneuzeit. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)
Niederterrasse	= Jüngste, in der letzten Eiszeit entstandene Schotterterrasse.
Oligozän	= Mittlere Abteilung des Tertiärs. (Siehe S. 177)
Ordovizium	= Ältere Abteilung des Silurs. (Siehe S. 177)
Orogenese	= Gebirgsbildung.
Orthogneis	= Aus Magmagessteinen entstandener Gneis.
Paläobotanik	= Wissenschaft von den Pflanzen der geologischen Vorzeit.
Paläozoikum	= Erdaltertum. (Vgl. S. 177)
Paragneis	= Aus Sedimentgesteinen entstandener Gneis.
Paudorfer Boden	= Schwächere interstadiale Bodenbildung der Würmeiszeit, jünger als der Göttweiger Boden.
Pediment	= Gebirgsfußfläche im anstehenden Gestein.
Pegmatit	= Grobkörniges Ganggestein.
Periglazial	= Der Bereich vor dem Rand des Inlandeises, das Klima in diesem Raum und die dort auftretenden Erscheinungen.
Perm	= Jüngste Formation des Paläozoikums.
Petrographie	= Gesteinskunde.
Pleistozän	= Untere Abteilung des Quartärs. (Siehe S. 177)
Pliozän	= Oberste Abteilung des Tertiärs. (Siehe S. 177)
Pont	= Untere Stufe des Pliozäns. (Siehe S. 177)
Postglazialzeit	= Nacheiszeit.
Präoberpermische Rumpffläche	= Rumpffläche, die vor der Zeit des oberen Perm ausgebildet wurde.

- Pseudogley = Naßboden, der nicht im Bereich des Grundwassers, sondern durch Staunässe entsteht und durch Marmorierung gekennzeichnet ist.
- Pseudomycel = Einem Pilzmycel ähnlich sehende Kalkanreicherung in unteren Lößhorizonten.
- Quartär = Jüngste geologische Formation. (Siehe S. 177)
- Quarzit = Sedimentäres oder metamorphes Gestein, das fast nur aus Quarz besteht.
- Regression = Zurückweichen eines Meeres.
- Riedel = Langgestreckte und durch Erosion aus einer Fläche herausgeschnittene Rücken zwischen Flußtälern.
- Rißeiszeit = Bezeichnung der vorletzten pleistozänen Eiszeit im süddeutschen Raum.
- Röt = Oberste Stufe des Buntsandsteins.
- Rotliegendes = Untere Abteilung des Perm. (Siehe S. 177)
- Rumpffläche = Eine durch Abtragung gebildete und über Gesteinsgrenzen hinweggreifende wellige oder ebene Fläche.
- Sarmat = Oberste Stufe des Miozäns. (Siehe S. 177)
- Saxo-thuringische Zone = Zone des jungpaläozoischen variskischen Gebirges.
- Schichtflut = Nach starken Regenfällen entstehende, flächenhaft abströmende Wassermassen.
- Schichtstufe = Geländestufe, die dadurch entsteht, daß harte Gesteinspartien der Abtragung stärker Widerstand leisten als die darunter oder darüber liegenden weichen.
- Schluff = Mehlsand mit Korngrößen von 0,02—0,1 mm.
- Schwemmlöß = Durch Wasser umgelagerter Löß auf sekundärer Lagerstätte.
- Schwermineralien = Mineralien mit einer Dichte über 2,9.
- Schwerspat = Aus Bariumsulfat bestehendes Material.
- Sedimentation = Ablagerung.
- Sedimentgestein = Durch Verfestigung abgelagerten Materials entstandenes Gestein.
- Silur = Zweite Formation des Erdaltertums. (Siehe S. 177)
- Solifluktion = Kriechen oder Fließen stark mit Feuchtigkeit durchtränkter Erd- oder Schuttmassen auf geneigten Flächen; besonders häufig im periglazialen Bereich, wo das durch Auftauen entstehende Wasser nicht in den gefrorenen Untergrund eindringen kann.

Strukturböden	= Böden, die durch besondere Strukturen gekennzeichnet sind und in Bereichen mit periodisch auftretendem, stark wirk-samem Bodenfrost vorkommen.
Synorogene Intrusion	= Eindringen von Magma, das während der Orogenese statt-fand.
Taschenböden	= Bezeichnung für taschenförmige Strukturböden.
Tektonik	= Lehre vom Bau der Erdkruste und deren Bewegungsformen.
Terra rossa	= Rotgefärbte Bodenbildung auf Kalkgesteinen in warmen Klimaten.
Tertiär	= Erste Formation der Erdneuzeit. (Siehe S. 177)
Tjäle	= Bodengefrorenis.
Transgression	= Vorrücken des Meeres.
Trias	= Erste Formation des Erdmittelalters. (Siehe Gliederung der Erdgeschichte S. 177)
Variskisches Gebirge	= Jungpaläozoisches Gebirge, das in Mitteleuropa vom fran-zösischen Zentralmassiv bis zur Mährischen Pforte reichte.
Verwerfung	= Verschiebung von Gesteinsschollen gegeneinander längs einer Fläche.
Verwitterung	= Zerstörung von Mineralien und Gesteinen durch exogene Kräfte.
Verwürgung	= Verknetung und Verquetschung oberflächennaher Schichten durch den Wechsel von Gefrieren und Auftauen im peri-glazialen Bereich.
Wellenkalk	= Untere Stufe des Muschelkalks. (Vgl. S. 177)
Wollsack-verwitterung	= Zerfall kristalliner Gesteine in wollsackähnliche Blöcke.
Würgeböden	= Böden, die durch den Wechsel von Gefrieren und Auftauen im periglazialen Bereich stark verknetet und verquetscht wurden. (Vgl. auch Strukturböden!)
Würmeiszeit	= Bezeichnung der jüngsten pleistozänen Vereisung im süd-deutschen Raum.
Zechstein	= Obere Abteilung des Perm. (Siehe S. 177)
Zeugenberg	= Vor einer Stufe stehengebliebene Erhebung, die aus dem gleichen Material wie die Stufe besteht und die ehemals größere Ausbreitung dieses Materials beweist.

REGISTER

- Ablagerung 15, 18, 25–27, 37, 45, 53,
 62–98, 113, 114, 122, 123, 132
 Abtragung 14, 15, 25, 43, 53, 59, 122
 (vgl. auch Erosion)
 Afferbach, der 117
 Algonkium 18, 19
 Alluvium, siehe Holozän
 Alpen 45, 46, 50
 Alzenau 25
 Alzenauer Stufe 18
 Amsterdam
 – Universität 15, 39
 Analysen 39 (vgl. auch Bauschanalysen
 und Korngrößenanalysen)
 äolisch 15, 62
 Ardennen 50
 Aschaff, die 16, 20, 21, 52, 56–59, 64–67,
 72, 76–88, 112–114, 122, 126–128, 130,
 133
 Aschaffgebiet 13, 15, 18–22, 28, 29 Abb.
 3, 38, 43, 48, 50–53, 56–62, 66, 74, 75,
 88, 114, 118–122, 124, 127, 128, 130,
 133 Abb. 23
 Aschaffsenke 55 Abb. 4
 Aschafftal 20–22, 25, 30, 32, 36, 37, 55–
 67, 71–75, 76 Abb. 6, 77, 83 Abb. 7 u.
 8, 85 Abb. 9, 86, 87, 112, 117, 121–123,
 127 Abb. 19, 128, 130, 132, 133 Abb. 22
 Aschaffenburg 16, 19, 20, 22, 28, 30, 53,
 55, 60, 64, 84, 85 Abb. 9, 110, 115, 119,
 123, 125, 132 Abb. 33
 Aschaffburger Becken 22, 26, 59, 60,
 73, 84, 85, 119, 121, 122, 132
 Aschaffenburg-Schweinheim 16, 25
 – Schweinheimer Stufe 19
 Aschaffenburg-Strietwaldsiedlung 28, 30
 Asymmetrie
 – primäre 116, 117
 – sekundäre 116, 117
 Asymmetriegrad 116, 117
 Äthiopien 53
 Aufpressung, kryoturbate
 s. Kryoturbationen
 Auelehm 80, 86, 87, 125
 Auftauboden 107, 108, 113
 Autobahn 14, 15, 28, 30, 75, 77–84, 130

 Bakker, J. P. 13, 33, 36–40, 50–52, 57–
 60, 64, 65, 73, 74, 80, 98
 Basalt 25, 48, 54
 Basisfließerde 95, 99
 Bauschanalysen 39
 Becken
 – Aschaffburger 22, 26, 59, 60, 73,
 84, 85, 119, 121, 122, 132
 – Intramontanes 121
 – Mainzer 13, 19, 25, 26, 119, 121, 130,
 132, 134
 – Schlüchterner 16
 Bederke, E. 18, 19, 25
 Behrmann, W. 51, 60, 122, 133
 Beilstein 25
 Bessenbach, der 65, 79, 88
 Bessenbachtal 98, 117
 Bieber, die 23, 126, 128, 131, 133
 Biebertal 128, 131 Abb. 21
 Bischlingsberg 21
 Blanck, E. 39, 113
 Blockfeld 114–116, 125
 Blockmeer 54, 114–116, 124
 Boden
 – Göttweiger 96, 97, 100, 101, 124
 – Kremser 95, 97, 101, 124
 – pleistozäner 70, 91, 92, 95, 96–107
 – rezenter 38
 – tropischer 38, 39, 51, 54, 112, 113, 124
 Bodenbildung 37, 38, 41, 45, 46, 51–55,
 70–75, 91, 112, 113, 124
 Bodenkunde 39
 Bodenprofile 53, 69
 Bodensee 46
 Bohrprofile 75, 77, 79–85
 Bohrungen 15, 30, 31, 75–86, 130 (vgl.
 auch Profile)
 Brasilien 53
 Breitsal 23
 Bretonische Phase 19
 Breunsberg 30, 56
 Brinkmann, R. 46, 47
 Bröckelschiefer 22, 59
 Brücken 20
 Brunnacker, K. 33, 36, 53, 73, 89, 92,
 95, 97–101
 Bücking, H. 18, 22, 25, 32, 35, 36, 59,
 63, 64
 Büdel, J. 14, 26, 47, 54–57, 94, 95, 102,
 107, 112–114, 116, 119–122, 133
 Büdinger Wald 25
 Buntsandstein 18, 21, 22, 25, 26, 43, 44,
 51, 77, 78, 116, 119, 120, 124, 128, 133
 – mittlerer 22
 – oberer 22, 23
 – unterer 16, 22, 23, 51 Abb. 24
 Buntsandsteingerölle 65, 69–71, 78, 81,
 89, 91
 Buntsandsteinspessart 16, 21–27, 43,
 115, 119 (vgl. auch Spessart, hinterer)
 120, 128, 130
 Buntsandsteinstufe 20, 21, 51, 52, 56,
 77, 78, 85, 88, 114, 115, 120, 121, 124

 Cailleux 14
 Cannstadt 44

- Cerithien-Schichten 119
 Corbicula-Schichten 119
 Credner, W. 13, 19, 20, 32, 35–37, 56–60, 64, 72–75, 98, 120, 121
 Darmstadt 51
 Datierung
 – der Rotverwitterung 34–38, 45, 50, 120
 – der Talauffüllung 72, 73, 80
 Dauerfrostboden 78, 105, 107, 124
 Davis, W.M. 14, 133
 Dellen 21, 114, 124
 Devon 25
 Diluvium s. Pleistozän
 Diorit 19
 Diskordanz 69, 70, 98, 99, 100
 Dücker, A. 107
 Ecksches Konglomerat 115
 Edelbach 16
 Eemzeit s. Riß-Würm (Eem) -Interglazial
 Eichenberg 16, 59, 120
 Eidengesäß 16
 Einebnungsfläche, doppelte 55–60, 121, 122, 125
 Eisen-Mangan-Verbindungen 32, 69
 Eiskeil 102, 110 Abb. 17, 111
 Eiszeit s. Glazial
 Elsava, die 23
 Endkurve 128, 130
 Eozän 46
 Erdgeschichte 15, 25–27, 118–120
 Erosion 59, 61–63, 75, 87, 123, 130, 132
 – rückschreitende 21, 124, 132, 133
 (s. auch Seitenerosion, Tiefenerosion)
 Erosionsbasis 130, 132, 134
 Faltung, variskische 18, 19, 25, 43
 Feldkahl 30, 56, 120
 Feldkahler Höhe 25
 Feldspat 31, 43, 69
 Ferreto 45
 Ferretoprofile 45
 Ferretoverwitterung 45
 Fezer, F. 115, 116
 Firbas, F. 45
 Flach, K. 63, 64, 66
 Fläche 58, 59, 86, 87, 119–122, 130, 132
 (vgl. auch Verebnung)
 Flächenspülklima 47, 118, 119
 Fliedner, D. 115–117, 119, 121
 Fließerde s. Solifluktion
 Flußspat 43
 fluvial 15, 31, 36, 52, 62, 66–72 Abb. 31
 Fossilien 44, 47, 63–66, 71–74, 81, 85, 119
 Franken 51
 Frankenwald 54
 Frankfurt (Main) 46
 – Universität 15
 Frankreich 14
 Fränze, O. 45
 Gailbach 16
 Gallwitz, H. 102, 110
 Geiersberg s. Breitsal
 Geiselbach 120
 Geiselbacher Stufe 18
 Geißberg 28
 Gelnhausen 16
 Geographischer Zyklus 14, 132
 Gestein, kristallines 18, 19, 22, 51, 60, 65, 128, 132, 133
 Glattbach 30, 56
 Glazial 45, 62, 63, 71, 73, 75, 78, 87, 94, 107, 115, 117, 122, 130
 s. auch Günz-, Mindel-, Riß-, Würm-Glazial
 Gley 70, 71, 75, 97
 Glimmer 31
 Gneis 18, 28, 32, 34, 38, 40, 43, 44, 53, 55, 68, 69, 77–81, 86, 104, 112, 115, 120
 Gneisgrus 28, 30, 31, 69, 97, 101, 112 Abb. 33
 Gneiszersatz 28, 30–38, 41–44, 48, 52, 54, 67, 68, 70–72, 79, 89, 91, 96, 99, 103, 104, 108–113, 120, 124 Abb. 26–28
 s. auch Orthogneis, Paragneis
 Goldbach, der 88
 Goldbach 22, 28, 30, 33, 42, 44, 53–56, 58, 60, 82, 83 Abb. 8, 84, 87, 88, 96, 112, 113, 121, 132
 – Ziegeleigrube Josef Eisert 33, 34, 53, 55, 71, 96, 111 Abb. 18, 112 Abb. 27, 28
 Goldbachtal 28, 33, 88, 96
 Göttweiger Boden 96, 97, 100, 101, 124
 Gräfenberg 21, 43, 51, 56
 Gräfenbergsattel 25
 Granit 33, 38, 43
 Grauwacke 48
 Gripp, K. 102
 Grundgebirge 18, 19, 63, 65, 87 (vgl. auch Kristallin und Gneis)
 Grus 28, 30, 31, 49, 50, 53, 63, 112, 113, 125 (vgl. auch Gneis)
 Güntersbach, der 88, 117
 Günzglazial 73
 Günz-Mindel-Interglazial 67, 73, 75, 87, 123
 Hafenlohr, die 23, 128
 Hahnenkamm 19, 20, 21, 26, 57, 59, 60, 84, 88, 112, 119, 120, 125, 128, 132, 133

- Haibach 112
 Haibacher Schweiz 125
 Hain 16, 21, 56
 Hanau 51
 Hanau-Seligenstädter Senke 19, 26, 119, 133
 Harrassowitz, H. 41, 42, 46, 47, 48
 Harz 48, 49, 113, 115
 Haseltal 130
 Hasloch, die 23
 Hauptterrasse 65
 Hauptwasserscheide 20, 23, 24, 130
 Heigenbrücken 43
 Hempel, L. 116
 Hockenhof 79, 80
 Hofstetten 25
 Holozän 59, 87, 123, 125
 Hornblende 40
 Hornblendegranit 33
 Hösbach, der 36, 52, 71, 88
 Hösbach 13, 20, 30–38, 42–46, 50–68, 69 Abb. 5, 71–75, 81, 82, 83 Abb. 7, 84, 87–90, 101, 103, 107, 112–114, 121, 123 Abb. 23
 – Bahnhof 56, 63, 64, 66, 67, 72, 74, 80, 81, 87, 123
 – Ziegeleigrube Peter Grün 13, 28, 30–36, 39, 40, 52, 65, 66, 70–73, 89, 90 Abb. 10, 91–95, 98, 100, 103 Abb. 12, 104, 105 Abb. 13, 106 Abb. 14, 107, 108 Abb. 15, 109 Abb. 16, 110 Abb. 17, 123, 124 Abb. 24–26, 32
 Hösbacher Ziegelwerke 28, 30, 33, 36, 37, 51, 52, 63–66, 69–72, 74, 87, 91, 92, 93 Abb. 11, 94, 95, 97, 100, 101, 111, 123 Abb. 29, 30
 Hösbacher Bruch 43
 Hösbachtal 28, 31, 36, 67, 71, 88, 97, 117
 Hövermann, J. 48, 115
 Huckelheim 16
 humid 14
 Hydrobien-Schichten 119
 Illit 40
 Inselberge 57, 58, 119, 121, 130
 Interglazial 37, 38, 44–46, 62, 63, 66–69, 73, 75, 87, 112, 115, 122
 s. auch Günz-Mindel-Interglazial, Mindel-Riß (D) -Interglazial, Riß-Würm (Eem) -Interglazial
 Intramontanes Becken 121
 Intrusion 18, 19
 Jessen, O. 46, 47, 116, 118
 Jossa, die 23
 Jura 25
 Kahl, die 16, 20, 130, 133
 Kahlgebiet 20, 52, 58, 126, 133
 Kaiser, K. H. 107, 108, 109, 111
 kaledonisch 19
 Kalk 49, 69, 89–98
 Kaltzeit s. Glazial
 Kambrium 18
 Kaolinisierung 31, 32, 43, 44, 46, 57, 69, 81
 Kaolinit 40, 50
 Karlstadt 49
 Kauppe 56, 77, 88, 98
 Kauppenbrücke 77, 78, 80
 Keilberg 21, 56, 98
 Keilberger Bach 117
 Kerbtäler 20, 65, 132
 Kinzigtal 16, 23, 133
 Klemm, R. 18
 Klima 14, 35, 38, 39, 44–48, 54, 59, 62, 64, 66, 74, 78, 87, 94, 96, 107–109, 112–115, 118, 130, 132
 – mediterranes 45
 – pleistozänes 43, 46, 47, 54, 62, 64, 66, 72, 87, 94, 96, 107–109, 115
 – tertiäres 15, 43, 46, 54, 118, 120
 – tropisch-subtropisches 38, 43, 46–48, 119–122
 s. auch Flächenspülklima
 Klimaschwankung 79, 86
 Klimazonen 14
 Klosterberg 21
 Köln 46
 Kolumbien 38
 Körber, J. 66, 73, 75, 87, 123
 Korngrößenanalysen 89, 90 Abb. 10, 91, 92, 93 Abb. 11, 94
 Krebs, N. 130
 Kremser Boden (vgl. auch Interglazial) 95, 97, 101, 124
 Kreuzschichtung 69
 Kristallin 18, 19, 22, 51, 60, 65, 128, 132, 133 (vgl. auch Grundgebirge)
 Kristallisation 19
 Krotowinen 89, 91, 92, 95, 101
 Kryoturbationen 15, 32, 36, 62, 99, 103, Abb. 12, 104, 105, Abb. 13, 106 Abb. 14, 107, 108 Abb. 15, 109 Abb. 16, 110, 111, Abb. 18, 124
 Laterit 41, 48, 49, 53
 Lateritprofile 41, 53
 Laufach, die 21, 65, 81, 88, 98, 128
 Laufach 25, 56, 116
 Laufachtal 59
 Lehmann, H. 53, 54
 Leinetal 82
 Leitweg 56
 Lettgenbrunn 23

- Lohr, die 23, 126, 128, 129 Abb. 20,
 133
 Lohr 115
 London 46
 Löß 28, 31–37, 55, 65–75, 86, 88, 89,
 90 Abb. 10, 91, 92, 93 Abb. 11, 94–104,
 108–110, 111 Abb. 18, 112–116, 124,
 125
 Lößkindl 91, 94, 96, 98, 100, 101
 Lößlehm 89–101
 Lößprofile 69, 89–101
 Lößschnecken 89, 92, 99
 Louis, H. 14, 132

 Main 16, 20, 22, 66, 73, 84, 85, 115,
 119, 123, 130, 133
 Mainebene 26
 Maingebiet 47, 49, 86
 Maintal 49, 67, 73, 75, 87, 123
 Mainviereck 16, 22
 Mainzer Becken 13, 19, 25, 26, 119, 121,
 130, 132, 134
 Manganknollen 70
 Matthes, S. 18, 19
 Maull, O. 21, 58, 114, 120
 Meerholz 25
 Mensching, H. 78–80, 82, 86, 87
 Mesozoikum 25
 Metamorphose 18, 19, 25
 Michelbach 20, 117
 Mindel-Eiszeit s. Mindelglazial
 Mindelglazial 72–75, 87, 123
 Mindel-Riß (D) -Interglazial 44
 Mineral 31, 34
 s. auch Tonmineralien, Schwermine-
 ralien
 Mineralgefüge 31
 Miozän 26, 46–51, 61, 118–120
 Mitteleuropa 48–50
 Mittelgebirge 13, 16, 19, 62, 115
 Mittelterrasse 65, 80
 Montmorillonit 40
 Morsbach 117
 Mosel 132
 Muldetal 82
 Mümlingtal 74
 Münchenberg 20
 Munsell-Skala 30, 31, 33, 34
 Muschelkalk 22, 25, 49
 Muskowit 40

 Naßphase 96, 100
 Nebenwasserscheide 24, 55
 Neuhütten 43, 44
 Niederlausitz 47
 Niederterrasse 65, 82, 87, 123
 Nonnenbach 117

 Nonnenberg 56
 Norditalien 45, 46

 Oberbessenbach 16, 98
 Odenwald 13, 35, 54, 100, 134
 — kristalliner 58, 134
 — nördlicher 115, 117
 Okertal 74, 82
 Oligozän 25, 26, 35, 46, 47, 51, 119
 Ordovizium 18
 Orthogneis 18

 Paläobotanik 43, 44, 45
 Paragneis 19
 Pediment 56
 Penck, A. 14, 45, 114
 Periglazial 13, 14, 15, 62, 71, 74, 85,
 102–117
 Perm 18, 19, 25, 120
 Pfaffenberg, (n. Aschaffenburg) 30, 53,
 54, 115 Abb. 22, 33
 Pleistozän 15, 27, 32, 35–37, 44–49, 52,
 53, 59–66, 72–75, 78, 85, 87, 94, 112,
 119–126, 132, 133
 Pliozän 26, 46–53, 57–66, 72, 74, 118–
 122, 130
 Pollenanalyse 44
 Poser, H. 74, 82, 102, 104, 105, 107, 108,
 110, 114, 116, 117
 Profile 14, 33, 37, 46, 51, 53, 63, 64, 67,
 69, 71, 75, 79 Abb. 30
 s. auch Boden-, Bohr-, Ferreto-, Late-
 rit-, Löß-, Querprofile
 Pseudogley 70, 74
 Pseudomycel 89, 91, 94, 96, 101

 Quartär 26, 86, 121, 122
 Quarz 31, 32, 34, 36, 38, 40, 41, 65, 69,
 70, 71, 81, 96, 104
 Quarzit 18, 32, 35, 119
 Querprofil 55 Abb. 4, 56, 81, 82, 83
 Abb. 7 und 8, 84, 126–133

 Rhein 130
 Rheinebene 134
 Rheingau 100
 Rheingraben 25, 118
 Rheinland 54
 Rheintal 74
 Rhön 130
 Riedel 20, 21, 52, 53, 55, 69 Abb. 5
 Riesengebirge 112
 Riß-Eiszeit s. Rißglazial
 Rißglazial 37, 44, 72–75, 79, 81, 82, 86,
 87, 97, 123
 Riß-Würm (Eem) -Interglazial 72, 95,
 101

- Rohrbrunn 23
 Röt 16, 22
 Roterde 39, 48,
 Rotlehm 42, 53
 Rotliegendes 25
 Rotverwitterung 28–35, 38–54, 120
 Rottenberg 56, 59
 Ruhla-Brotterode 18
 Rumpffläche 51, 119, 120
 — präpermische 20, 25, 43
- Sahle, E. v. d. 25, 26, 51, 60, 119, 120
 Sailauf 25, 56
 Sailauf, die 22, 65, 88
 Sandner, G. 126
 sarmato-pontisch 26, 47, 50, 51, 119
 saxo-thuringische Zone 18
 Schafberg 88, 98
 Schäfer, J. 62, 85
 Schenk, E. 111, 114
 Schichten
 — Cerithien 119
 — Corbicula 119
 — Hydrobien 119
 Schichtstufe 23, 35, 51, 52, 57, 121
 (vgl. auch Buntsandsteinstufe)
 — unterer Buntsandstein 16, 20, 51, 121
 — mittlerer Buntsandstein 23
 Schick, M. 49
 Schlüchterner Becken 16
 Schluff 78, 79–86
 Schmerlenbach 21, 81, 98
 Schmerlenbacher Wald 21, 22, 56, 57,
 88, 98, 112, 114 Abb. 23
 Schmitt, O. 18, 125
 Schöllkrippen 20, 28, 33, 37, 91, 115
 Schönhals, E. 48, 100
 Schotter 33, 37, 45, 48–52, 61, 65–71,
 77–87, 122, 123, 125, 130
 Schotterkörper 76–87, 114, 116, 130
 Schrepfer, H. 49
 Schürfung 15, 28, 30, 54
 Schwarzbach, M. 38, 44, 46
 Schwarzwald 49, 115, 116, 134
 Schweinheim s. Aschaffenburg-Schwein-
 heim
 Schwermineralien 40, 41
 Seitenerosion 66, 116, 122
 Seligenstadt 51, 63, 64
 Semmel, A. 53, 58, 59, 73, 74, 100, 101,
 113, 134
 Senftenberg 47
 Siebert, J. 16, 21–23
 Sinn, die 23
 Sinngebiet 16
 Solifluktion 15, 35, 59, 62, 69, 75, 86,
 89–102, 109, 112–117, 122, 124, 125
 Solifluktionsschutt 33, 52, 67, 69, 71,
 78, 91, 93, 97, 101, 124
 Solling 116
 Spessart 13, 15, 16, 17 Abb. 1, 20, 22,
 25, 26, 46, 51, 60, 73, 74, 102, 108,
 114, 118, 119, 122, 126, 128, 132, 134
 — hinterer oder Buntsandsteinspessart
 16, 21–23, 43, 115, 118, 120, 128, 130
 — kristalliner oder vorderer 13, 16–22,
 25, 26, 28, 35, 43, 50, 51, 58, 74, 102,
 115, 117, 119, 120, 124, 128, 130, 132,
 134
 Spessartkristallisation 19, 25
 Stadtprozelten 23
 Staurolithglimmerschiefer 18
 Steiger 56
 Steinau (a. d. Kinzig) 23
 Steinbuckelsgrund 88, 98
 Stille, H. 19
 Straßbessenbach 56
 Strietwalsiedlung s. Aschaffenburg-
 Strietwalsiedlung
 Strukturboden, s. Kryoturbationen
 Stufe
 — Alzenauer 18
 — Geiselbach(er) 18
 — Schweinheimer 19
 Südostasien 121
 Surinam 40
- Talauffüllung 37, 66–87, 89, 91, 92, 97,
 100, 103, 112, 114, 122, 123, 130 Abb.
 32
 Talboden 20, 23, 64, 71, 79, 87, 116,
 123
 Talbreite 64, 126–133
 Talentwicklung 62–87, 122–124, 126–
 133
 Talgestaltung
 — Aschafftal 127 Abb. 19
 — Biebertal 131 Abb. 21
 — Lohrtal 129 Abb. 20
 Täler
 — asymmetrische 114, 116, 117, 124
 — kastenförmige 23, 128, 129, 130
 — muldenförmige 20, 127, 128, 132
 — V-förmige 21, 65, 126–128
 s. auch Kerbtäler
 Tannenhöhe 80
 Taschenböden, s. Kryoturbationen
 Tektonik 14, 18, 56–61, 66, 67, 72, 74,
 75, 84–87, 121, 122, 132, 133
 Temperatur 38, 46, 47, 107 (vgl. auch
 Klima)
 Terrasse 58, 65, 69, 71, 73, 74, 77, 80,
 81, 122
 — pliozäne 65
 s. auch Haupt-, Mittel-, Niederterrasse

- Tertiär 15, 23, 26, 35, 38, 46–54, 57–60,
 67, 74, 86, 112–115, 118, 120, 121,
 126, 133
 Thürach, H. 18
 Thüringer Wald 18
 Tiefenerosion 61, 62, 67, 72, 74, 122,
 130, 132, 133
 Titanit 40
 Tjäle 107, 113
 Ton 28–37, 39, 40, 41, 44, 50, 52, 57,
 59, 60, 63, 64, 66, 67, 73, 79–86, 91,
 94, 95
 Tonmineralien 39, 40, 41, 50
 Transgression 25
 Trapp 49, 50
 Trias 25
 Tricart 14
 Troll, C. 102, 114

 Unterafferbach 30, 56
 Unterbessenbach 81

 Valeton, J. 49
 Variskische Faltung 18, 19, 25, 43
 Verebnung 20, 22, 55, 56, 57, 58, 67
 (vgl. auch Fläche)
 Verknietung
 s. Kryoturbationen
 Verwerfung 19, 22, 26, 59
 Verwitterung 27–32, 35, 38, 44, 48, 49,
 53, 55, 56, 60, 94, 121
 — chemische 38–41, 53, 54, 59, 115, 122
 — lateritische 33, 37, 48, 50
 — mechanische 114, 122
 — pleistozäne 15, 62, 94, 112–114
 — tertiäre 15, 28, 48, 49, 53–56, 60, 61,
 87, 112, 125
 — tropisch - subtropische 38, 41–44, 53,
 56, 57, 74, 113, 120, 121
 s. auch Rotverwitterung

 Vorzeit 14, 35
 Vogelsberg 48, 50

 Wagner, W. 73
 Waldaschaff 16, 21, 56, 59, 76 Abb. 6, 77,
 79, 98
 Warmzeit s. Interglazial
 Wasserscheide 24 Abb. 2
 s. auch Haupt-, Nebenwasserscheide
 Weiberhöfe 56
 Weidmann, C. 25, 26, 43, 52, 115, 120
 Weiler 79, 80, 98
 Wellenkalk 25
 Wenighösbach 28, 30, 56, 97
 Wenz, W. 49
 Weschnitztal 58, 59, 73, 100, 101, 113,
 134
 Wiesen 23
 Wildensee 23
 Wilhelmy, H. 38, 53, 113, 114
 Winzenhohl 56
 Woldstedt, P. 94, 95, 102, 107, 109
 Würgeböden
 s. Kryoturbationen
 Wurm, A. 49, 66, 73, 75, 86, 87
 Würm-Eiszeit s. Würmglazial
 Würmglazial 37, 78–82, 86, 94, 97, 99,
 108, 109, 117, 123–125

 Zechstein 25, 26, 43, 44
 Zeugenberge 18, 21, 22, 51, 88, 97, 114,
 116, 124 Abb. 24
 — Bischling 21, 59, 97, 98, 116, 124
 — Gräfenberg 21, 51
 — Klosterberg 21, 59
 Ziegeleigruben
 s. Goldbach, Ziegeleigruben
 s. Hösbach, Ziegeleigruben
 Zone, saxo-thuringische 18
 Zirkon 40
 Zwischeneiszeit s. Interglazial

PROFILE

Profil 1

*Neue Grube der Hösbacher Ziegelwerke nördlich von Hösbach
Profil im Mittelteil des unteren Absatzes der Nordwand*

Höhe über NN: etwa 162 m
Untergrund: Gneiszersatz

Exposition: Süden

- 60 cm graue Tone
- 30 cm grober Sand
- 50 cm gelblich und bräunlich gestreifter, glimmerreicher Sand mit Kreuzschichtung und einer durchgehenden Fe-Kruste von 1 mm
- 40 cm grauer, glimmerreicher Sand
- 20 cm grauer, zäher Ton
- 130 cm braun gebänderter, glimmerreicher Sand
- 10 cm sandiger Gneis mit kaolinisierten Feldspäten und Quarzen
- 200 cm bräunlicher und grauer, glimmerreicher Grobsand
- 20 cm ockerbrauner Ton
- 20 cm grau und braun gestreifter Sand mit 1 mm starken Fe-Krusten
- 180 cm grauer, dunkel gestreifter Sand mit tonigen Zwischenlagen, viel eckigem Quarzmaterial und einzelnen Buntsandsteinschottern; Quarze besonders im unteren Teil stark angereichert
- 30 cm bräunlicher Ton
- 500 cm rotvioletter, toniger Gneiszersatz

Profil 2

*Neue Grube der Hösbacher Ziegelwerke nördlich von Hösbach
Profil an der Westseite des oberen Absatzes der Nordwand*

Höhe über NN: etwa 171 m
Untergrund: Talauffüllung

Exposition: Süden

- 20 cm rezenter Boden
- 50 cm hellgrauer, kalkreicher Löß, schwach plattig
- 50 cm graubrauner, kalkhaltiger Löß, plattig
- 40 cm plattiger, Mn-fleckiger, brauner Lößlehm
- 120 cm grauer, Mn-fleckiger, kalkhaltiger Löß
- 30 cm rostfarbiger Bachsand mit Buntsandsteingeröllen
- 40 cm rostfarbiger Solifluktionsschutt
- 500 cm sandig-lehmiges, umgelagertes Material mit Quarzen und Schluffzwischenlagen

Profil 3

*Neue Grube der Hösbacher Ziegelwerke nördlich von Hösbach
Profil an der Ostseite des oberen Absatzes der Nordwand*

Höhe über NN: etwa 172 m
Untergrund: Talauffüllung

Exposition: Süden

- 400 cm kalkreicher Löß, schwach Mn-fleckig, in der Mitte Lehmblätter, die zum Teil schwach kalkhaltig sind
- 40 cm rostfarbiger, glimmerreicher Sand mit Buntsandsteingeröllen und eckigen Quarzbrocken
- 40 cm brauner, plattiger, kalkfreier Lehm mit Quarz- und Glimmerbröckchen, stellenweise Sandschmitzen
- 20 cm schichtig plattiges, ganz schwach kalkhaltiges, schluffiges Material
- 400 cm braunes, schichtig plattiges, kalkhaltiges, schluffiges Material, Mn-fleckig

Profil 4

*Neue Grube der Hösbacher Ziegelwerke nördlich von Hösbach
Profil an der Südwand*

	Höhe über NN: etwa 158 m Untergrund: Gneiszersatz	Exposition:	Norden
70 cm	hellgraubrauner, kalkhaltiger Löß mit Lößschnecken, plattig		Probe 10 b
30 cm	grauer, stark roststreifiger, kalkhaltiger Löß, schwach plattig		Probe 9 b
70 cm	ockerbrauner, prismatische Absonderung zeigender, kalkhaltiger Lößlehm		Probe 8 b
110 cm	braun und gelblich streifiges, kalkhaltiges, umgelagertes Lößmaterial mit Mn-Tupfen		Probe 7 b
40 cm	graubraunes, kalkhaltiges, Mn-fleckiges Lößmaterial mit einer mit Löß gefüllten Krotowine		
20 cm	braungraues, stellenweise kalkhaltiges Lößmaterial mit 2 Krotowinen (5 x 10 cm, 10 x 20 cm), die mit Löß ausgefüllt sind		Probe 6 b
50 cm	grauer, schluffiger, kalkfreier Lößlehm mit Mn-Konkretionen und einer Krotowine (8 x 15 cm), die mit kalkreichem Löß gefüllt ist		Probe 5 b
210 cm	dunkelockerbrauner, toniger, kalkfreier Lößlehm in prismatischer Absonderung, 70—90 cm mächtig nach unten übergehend in braunen, plattigen Lößlehm mit Mn-Konkretionen, unten streifig		Probe 4 b Probe 3 b
100 cm	brauner, kalkfreier Lößlehm mit Mn-Tupfen und viel Glimmerplättchen		Probe 2 b
50 cm	Solifluktionsschutt aus eckigen Quarzen, dazwischen und darüber gelblichgraues, toniges, glimmerreiches Material		Probe 1 b
100 cm	rotvioletter, toniger, vergruster Gneiszersatz		

Profil 5

Profil 1 in der Grube Peter Grün nördlich von Hösbach

Höhe über NN: etwa 175 m
 Untergrund: Gneiszersatz

Exposition:

Norden

30 cm	brauner, stark poröser Lößlehm, entkalkt	
100 cm	brauner, graustreifiger, poröser Lößlehm	Probe 11
80 cm	braun- und graustreifiger, poröser Lößlehm	Probe 10
50 cm	hellbraungrauer, streifiger, kalkreicher Löß, am Grunde Lößkindelhorizont	Probe 9
60 cm	gelbbrauner Lößlehm mit einzelnen Kalkkonkretionen, Mn-fleckig und streifig	
100 cm	brauner, plattiger Lößlehm mit kleinen Steinen, stark Mn-fleckig, untere Partie weniger bindig	Probe 8
160 cm	grauer, streifiger, kalkreicher Löß, Mn-fleckig, in 40 cm Tiefe Mn-Konkretionshorizont	Probe 7
115 cm	rostbrauner, streifiger Lößlehm mit kleinen Mn-Konkretionen, in den oberen 30 cm kalkhaltige graue Streifen und Flecken, darunter plattiges, schwach lehmiges Material mit Glimmerplättchen	Probe 6
20 cm	rosa-graues, leicht plattiges, toniges Material	
110 cm	bläulich-graues, plattiges Material, kalkfrei, streifig, ganz schwach Mn-fleckig	
65 cm	graues, stärker toniges Material, kalkfrei, Mn-fleckig, mit braunen Streifen, der untere Teil plattig, zwischen den plattigen Aggregaten Rostausscheidungen	Probe 5
65 cm	graubrauner, schwach streifiger, entkalkter Lößlehm	Probe 4
45 cm	graubrauner, schwach streifiger, entkalkter Lößlehm mit starken Mn-Konkretionen	
200 cm	rostbrauner, entkalkter Lößlehm, wenig Mn-Tupfen, grau-fleckig, im unteren Teil große Mn-Konkretionen von ca. 1 cm Durchmesser	Probe 3
60 cm	braungrauer Lößlehm, stark rostfleckig, mit Mn-Konkretionen, nach unten hellgrau werdend	Probe 2
40 cm	Fe-, Mn-Konkretionshorizont, Durchmesser der einzelnen Konkretionen bis 2 cm	
80 cm	graubrauner, streifiger Sand mit Buntsandsteingeröllen	Probe 1
400 cm	rotvioletter, tonig-grusiger Gneiszersatz	

Profil 6

Profil 2 in der Grube Peter Grün nördlich von Hösbach

Höhe über NN: etwa 173 m
 Untergrund: Gneiszersatz

Exposition: Norden

- | | | |
|--------|--|-----------|
| 20 cm | hellgrauer Mutterboden, schwach humos | |
| 30 cm | dunkelbrauner Lößlehm, schwach polyedrisch, stark verlehmt, entkalkt, durchwurzelt | |
| 30 cm | mittelbrauner Lößlehm, entkalkt, sehr trocken und hart | |
| 70 cm | mittelbrauner Lößlehm, entkalkt | Probe 4 a |
| 40 cm | grauer Löß, stark kalkhaltig | |
| 45 cm | bräunlicher Lößlehm mit schwach braunen Streifen im unteren Teil, kalkhaltig, an der Basis 20 cm Lößkindelzone und Pseudomycel | |
| 110 cm | gelbgrauer Löß mit braunen Streifen, stark kalkhaltig, im oberen Teil Mangantupfen, im unteren Teil verwürgt | Probe 3 a |
| 115 cm | brauner, streifiger Lößlehm, im oberen Teil schwach kalkhaltig, im unteren Teil kalkfrei, Fließstrukturen, wenig Mn-Tupfen | |
| 115 cm | grauer, stark kalkhaltiger Löß, nach oben schwach braun werdend, Lößschnecken, an der Basis in 10 cm Mächtigkeit Pseudomycel | |
| 30 cm | mittelbrauner Lößlehm, kalkhaltig (wahrscheinlich sekundär), ziemlich große Mn-Tupfen | |
| 100 cm | rost- bis ockerbrauner Lößlehm, schwach kalkhaltig, schwach gestreift, an der oberen Grenze Krotowine (8 x 10 cm) mit stark kalkhaltigem Löß | Probe 2 a |
| 30 cm | rost- bis ockerbrauner Lößlehm, kalkfrei, viele Mn-Tupfen, im oberen Teil Krotowine (8 x 9 cm) mit stark kalkhaltigem Löß | |
| 140 cm | rost- bis ockerbrauner, gestreifter Lößlehm mit vielen Mn-Tupfen, Streifung dünn, manchmal auch bis 3 cm, schwach wellenförmig, feinplattig, entkalkt, oberflächlich Bryum-Moose | Probe 1 a |
| 35 cm | graubraunes, lehmiges Material mit vielen Mn-Tupfen und schwacher, braun-gelbgrauer waagrechter Streifung, kalkfrei | |
| 30 cm | gelbes, lehmiges Material mit braunen Flecken, schwach marmoriert, mit kleinen Fe- und Mn-Konkretionen | |
| 20 cm | fahlgrauer Feinsand mit Mn-Tupfen und kleinen Fe-Konkretionen | |
| 45 cm | Zone mit großen Mn-Knollen, bis 3 cm Durchmesser | |
| 40 cm | schwachtoniger Sand, graubraun gefleckt, mit Mn-Tupfen | |
| 20 cm | dunkelbraunes, sandig-kiesiges Material mit Quarzen bis 2 cm Durchmesser und kleinen Buntsandsteinschottern | |
| 100 cm | gelbes, rotes und weißes, grusig-toniges Material, umgelagerter Gneiszersatz | |
| 570 cm | rotvioletter, grusig-toniger Gneiszersatz | |

Profil 7

Profil in der Grube Josef Eisert nördlich von Goldbach

Höhe über NN: etwa 180 m
 Untergrund: Gneiszersatz

Exposition: Osten

- 30 cm dunkelbraunes, stark humoses, kalkhaltiges Lößmaterial
- 60 cm graugelb gestreifter, kalkreicher Löß mit kleinen Kalkkonkretionen, stark durchwurzelt, Regenwurmgänge
- 40 cm graubraun gestreifter Lößlehm mit Mn-Schmitzen, nach oben ockerbraun werdend, kalkfrei
- 30 cm gelbgrauer Lößlehm, entkalkt, gestreift
- 80 cm brauner, entkalkter, streifiger Lößlehm, durchwurzelt, nach oben dunkler werdend, Mn-Tupfen
- 100 cm ockerbrauner Lößlehm, streifig, feinschichtig, Mn-Tupfen, mit Kalkschmitzen, sonst kalkfrei
- 70 cm mittelbrauner Lößlehm, streifig, feinschichtig, entkalkt, wenig Mn-Tupfen
- 70 cm hellbrauner Lößlehm, streifig, feinschichtig, entkalkt, wenig Mn-Tupfen
- 40 cm hellgrauer Lößlehm mit sehr vielen Fe-Mn-Konkretionen bis 2 cm Durchmesser, entkalkt
- 50 cm schluffiger Feinsand, grau-dunkelbraun gestreift
- 20 cm graubraune, schluffig-sandige Zone mit starker Mn-Anreicherung
- 70 cm braune, graue und gelbliche Sand- und Schluffschichten, stark verwürgt
- 20 cm eckiger Solifluktionsschutt mit Quarzen bis 10 cm Durchmesser
- 200 cm brauner Lößlehm, deutlich graubraun marmoriert, schwach tonig, viele Mn-Tupfen, im unteren Teile mehr grau, im oberen braun
- 60 cm violettgraubrauner, kalkfreier, tonig-schluffiger Feinsand, im unteren Teile Mn-Flecken bis 2 cm Durchmesser
- 30 cm tonig-schluffiger Feinsand, violett-graubraun, dunkelbraun gebändert
- 140 cm tonig-schluffiger Feinsand, sehr deutlich blaugrau und rotbraun bis braun gestreift, mit schwarzen Schmitzen
- 60 cm blaugrauer, tonig-schluffiger Feinsand mit vereinzelten braunen und schwarzen Schmitzen, kalkfrei
- 80 cm dunkelbraunes, lehmiges-schluffiges Material, marmoriert, kalkfrei
- 40 cm hellbraunes, lehmiges Material mit dunkelbraunen Tupfen, rotbraunen Konkretionen und schwarzen Schmitzen
- 40 cm rotbrauner Ton mit eckigen Quarzen, kalkfrei
- 1000 cm grau, violett, gelb und rot verwitterter, grusiger Gneiszersatz

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN IM BILDANHANG

- Abb. 22: Blick nach Osten ins Aschafftal vom Pfaffenberg nördlich von Aschaffenburg. Aus der breiten Talung, in der die Orte Goldbach und Hösbach liegen, steigen die Hänge langsam nach Norden und Süden an. Der bewaldete Hang an der rechten Bildseite gehört zum Schmerlenbacher Wald. Den Abschluß im Hintergrund bildet die Stufe des unteren Buntsandsteins, die in der Mitte des Bildes zwischen Laufach und Waldaschaff weit nach Westen vorspringt.
- Abb. 23: Blick vom Münchberg nach Süden auf den Mittelabschnitt des Aschaffgebietes. Vor der quer durch das Bild ziehenden Talung liegt an der rechten Seite die Ziegeleigrube Peter Grün, davor der Anstieg über das 220-m- auf das 260-m-Niveau. Hinter dem Ort Hösbach auf der rechten Bildseite erhebt sich der Schmerlenbacher Wald. Links davon liegt das breite Bessenbachtal. Den Hintergrund bildet wieder die bewaldete, hier in westlicher Richtung bis an den Main ziehende Stufe des unteren Buntsandsteins.
- Abb. 24: Blick auf die Grube Peter Grün bei Hösbach und die Zeugenberge vor der Stufe des unteren Buntsandsteins. Ganz rechts ist noch die Hauptwand der Grube zu erkennen, die von Lößmaterial und rotem, tonigem Gneiszersatz aufgebaut wird (Abb. 25). Davor liegt die flachere zweite Wand der Grube, die nur aus tonigem Gneiszersatz besteht. In der Bildmitte ragt der nur 2,5 km entfernte Gräfenberg empor, links dahinter als zweiter Buntsandsteinzeugenberg der Klosterberg. Rechts im Hintergrund ist ein Teil der Stufe des unteren Buntsandsteins zu erkennen. Der dritte Zeugenberg, der Bischlingsberg, liegt noch weiter rechts außerhalb des Bildes.
- Abb. 25: Ausschnitt aus der Hauptwand der Grube Peter Grün bei Hösbach. Zwischen dem aus mehreren Zonen bestehenden Lößmaterial im oberen Teil und dem von Quarzgängen durchzogenen roten Gneiszersatz im unteren Abschnitt befinden sich die kryoturbaten Erscheinungen (Taschenböden), an deren Grunde sich eckige Quarze angesammelt haben (vgl. auch die Abb. 12–15).
- Abb. 26: Roter, toniger Gneisgrus in der Grube Peter Grün bei Hösbach. Das Material ist *in situ* verwittert und läßt an vielen Stellen das Gneisgefüge erkennen. Obwohl die Zersetzung schon ziemlich weit fortgeschritten ist, kann man noch deutlich einzelne Mineralien des Ausgangsgesteins unterscheiden. Die dunklen Zonen bestehen aus Eisen-Mangan-Verbindungen.
- Abb. 27: Grauer, grusiger Gneiszersatz in den Goldbacher Ziegeleigruben. Im Gegensatz zum Material der Abb. 26 ist hier die Verwitterung noch nicht so weit fortgeschritten. Das gebänderte Gefüge des Gneises ist klar zu erkennen. Die Aufnahmestelle ist inzwischen durch herabgestürztes Lößmaterial wieder verschüttet worden.
- Abb. 28: Grauer und roter Gneiszersatz in den Goldbacher Ziegeleigruben. Das graue, stark grusige Material geht nach oben in rotes, mehr toniges über. Dazwischen befinden sich gelbe, tonige Zonen, die aus anderen Gesteinspartien hervorgegangen sein dürften. Auch diese Stelle wurde bald nach der Aufnahme wieder völlig verschüttet.

- Abb. 29: Blick auf die Nordwand der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke. Im oberen Abschnitt, der vorwiegend aus Lößmaterial besteht, ist an der rechten Seite die Zone mit rostfarbigem Bachsand zu erkennen (Abb. 31). Der untere Absatz zeigt den roten, grusigen Gneiszersatz, dessen Oberfläche nach rechts und nach vorn einfällt. Darüber liegt das Material der Talauffüllung (Abb. 30). Hinter den Masten im Hintergrund befindet sich die Grube Peter Grün.
- Abb. 30: Ausschnitt aus dem Profil des unteren Absatzes der Nordwand der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke. Über dem Gneisgrus, der das Liegende bildet, befinden sich Tone und Sande in Wechsellagerung. Die Sande sind glimmerreich, ziemlich grob, weisen an verschiedenen Stellen Kreuzschichtung auf und enthalten lagenweise eckige Quarze und auch gebleichte Buntsandsteinschotter (vgl. Profil 1). Das Material bildet einen Teil der mittel- bzw. altpleistozänen Talauffüllung des Aschafftales.
- Abb. 31: Fluviatiler Sand im oberen Absatz der Nordwand der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke. Der Sand ist glimmerreich und enthält Buntsandsteingerölle. Stellenweise ist er mit dem darunter liegenden Solifluktionsschutt vermischt. Im westlichen Teil der Wand ist die Schicht unterbrochen, bzw. fehlt ganz. Diese Tatsachen deuten auf nachträgliche Umlagerungen.
- Abb. 32: Fluvatile Ablagerungen an der Westseite der Grube Peter Grün bei Hösbach. Der Aufschluß entstand erst 1964 bei Ausschachtungsarbeiten für ein neues Gebäude auf dem westlichen Grubengelände. Die Sande sind ziemlich grob, glimmerreich und weisen Schrägschichtung auf. Die Schotter bestehen aus gebleichten und kantengerundeten Buntsandsteingeröllen sowie fast eckigen Quarzen. Eingelagerte, tonige Zonen haben das gleiche Aussehen wie die im östlichen Grubengebiet auftretenden weißen Tone. Das gesamte Material gehört zur Talauffüllung. In der Hauptwand der Grube ist es nur im westlichen Teil zwischen dem liegenden roten Gneiszersatz und dem hangenden Lößmaterial ausgebildet und keilt nach Osten aus.
- Abb. 33: Hohlweg im Gneisgrus am Pfaffenberg nördlich von Aschaffenburg. Unter Lößmaterial von geringer Mächtigkeit liegt grauer Gneiszersatz, dessen Gefüge vorn links im Bild noch zu erkennen ist. Auffällig ist die Ähnlichkeit mit einem Lößhohlweg. Der Formenschatz von Gebieten, deren Oberfläche von tonig-grusigem Material gebildet wird, zeigt häufig weitgehende Ähnlichkeit mit dem von Lößgebieten.

TAFELN
(Abb. 22—33)



Abb. 22 Blick vom Pfaffenberg nach Osten in das Aschafftal



Abb. 23 Mittelteil des Aschaffgebietes mit Hösbach und Schmerlenbacher Wald



Abb. 24 Blick auf die Grube Peter Grün bei Hösbach, die Zeugenberge
und die Stufe des unteren Buntsandsteins



Abb. 25 Hauptwand der Grube Peter Grün bei Hösbach

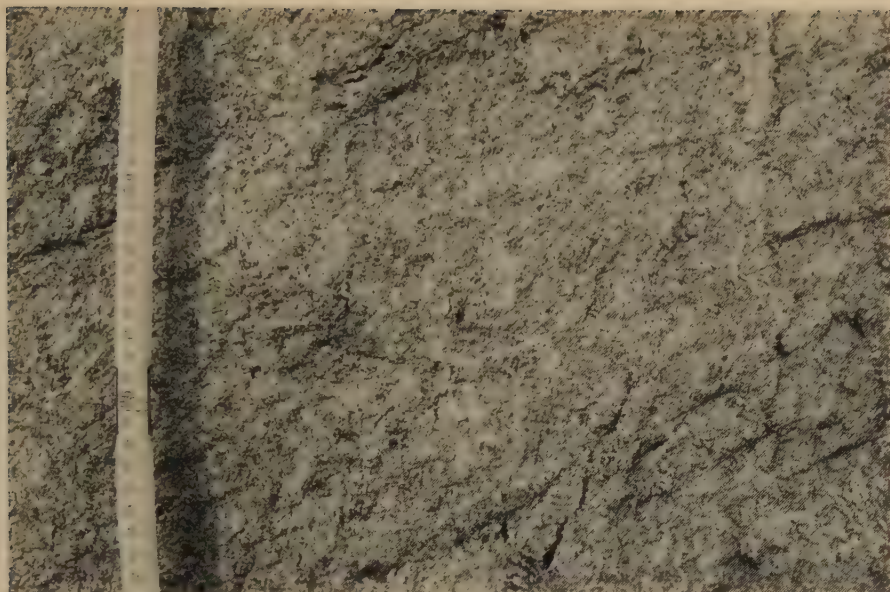
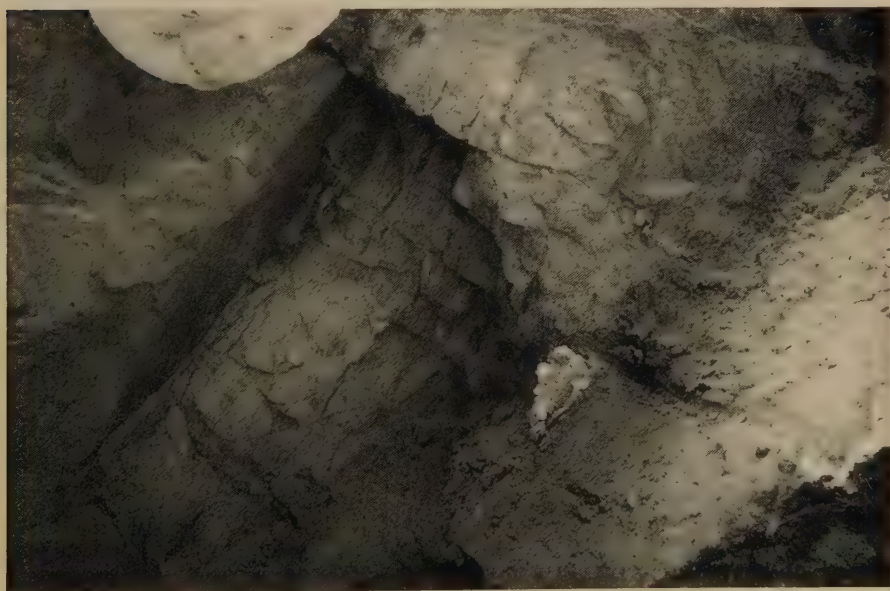


Abb. 26 Roter tonig-grusiger Gneiszersatz in der Grube Peter Grün bei Hösbach



Ab. 27 Grauer grusiger Gneiszersatz in den Goldbacher Ziegeleigruben

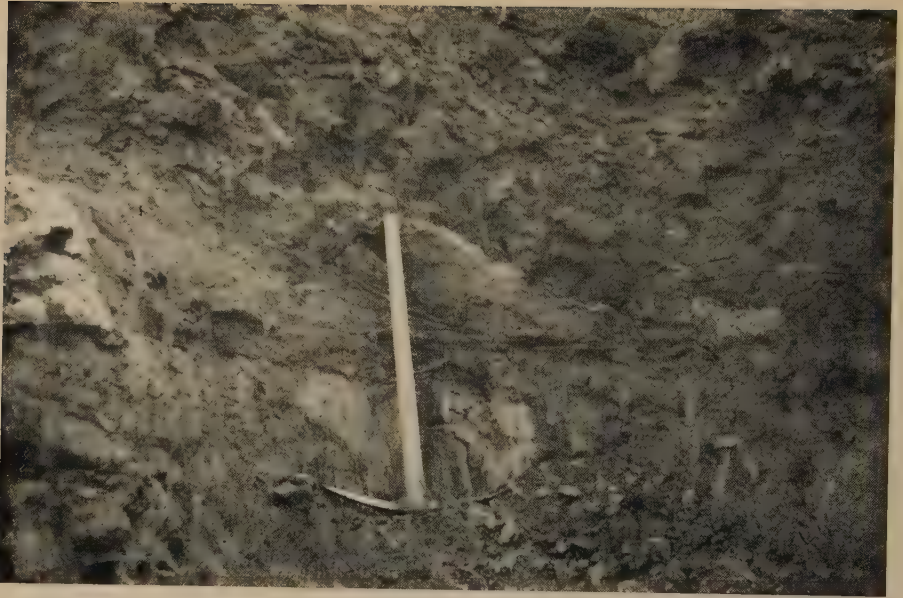


Abb. 28 Grauer und roter Gneiszersatz in den Goldbacher Ziegeleigruben



Abb. 29 Nordwand der neuen Grube der Hösbacher Ziegelwerke



Abb. 30
Ausschnitt aus dem
Profil des unteren
Absatzes der
Nordwand der
neuen Grube der
Hösbacher Ziegel-
werke

Abb. 31
Fluviatiler Sand
im oberen Absatz
der Nordwand
der neuen Grube
der Hösbacher
Ziegelwerke



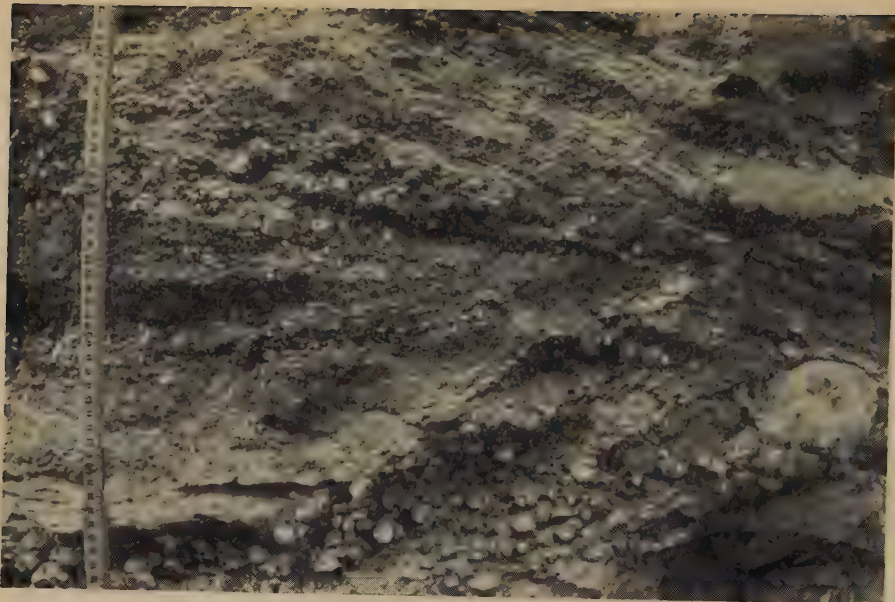


Abb. 32 Talauffüllungsmaterial im Westteil der Grube Peter Grün bei Hösbach

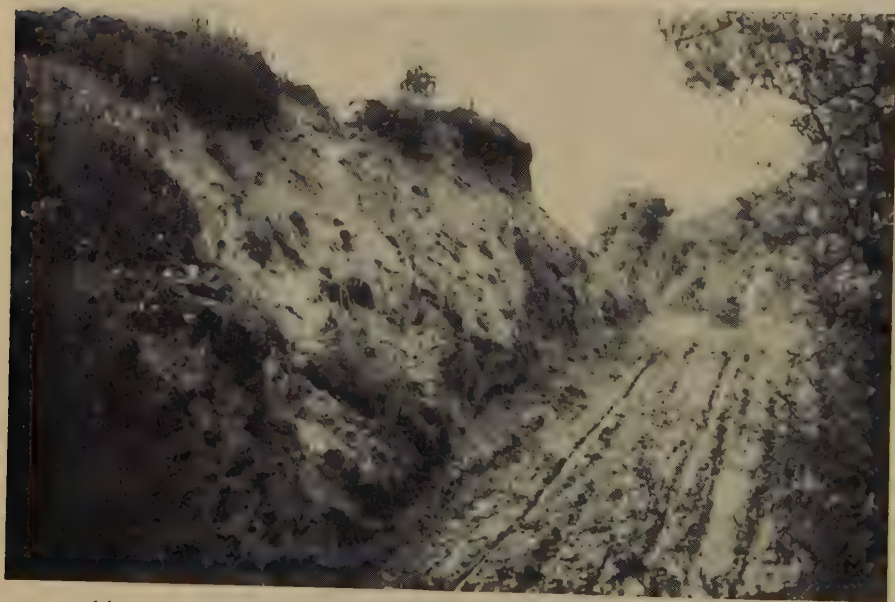


Abb. 33 Hohlweg im Gneisgrus am Pfaffenberg bei Aschaffenburg

Lebenslauf

Am 11. Februar 1928 wurde ich, Reimfried Hans-Günter Niemz, als zweiter Sohn des Reichsbahnangestellten Willy Niemz und seiner Ehefrau Camilla, geb. Muschter, in Mückenberg, Kreis Liebenwerda, geboren. Von 1934—1938 besuchte ich die Grundschule in Mückenberg und von 1938—1946 mit Unterbrechung durch die Kriegssereignisse die Oberschule „Elsterschloß“ in Elsterwerda, an der ich im August 1946 die Reifeprüfung ablegte.

Danach studierte ich von 1946—1949 an der Martin-Luther-Universität in Halle Geographie, Geologie, Englisch, Pädagogik und Psychologie und von 1955—1957 an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität in Frankfurt am Main Geographie, Geologie und Englisch. Meine akademischen Lehrer waren in Geographie die Herren Professoren Dr. O. Schlüter, Dr. H. Lehmann, Dr. W. Kuls, Frau Professor Dr. A. Krenzlin und Herr Privatdozent Dr. Bohnstedt, in Geologie die Herren Professoren Dr. Gallwitz, Dr. Krejci-Graf, Dr. Schönhals und Dr. Solle, in Englisch die Herren Professoren Dr. Weyhe, Dr. Ritter, Dr. Viebrock, Dr. Spira und Frau Professor Dr. von Schaubert, in Pädagogik die Herren Professoren Dr. Reble und Dr. Ahrbeck und in Psychologie Herr Professor Dr. Möbus.

Die erste Universitätsabschlußprüfung für das Lehramt an Grundschulen bestand ich im Jahre 1949 an der Martin-Luther-Universität in Halle/Saale, legte 1954 an der gleichen Universität die Erweiterungsprüfung in Erdkunde für die Oberstufe und 1957 an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität in Frankfurt am Main die Erweiterungsprüfung in Englisch für die Oberstufe ab.

Von 1949—1952 unterrichtete ich an Grundschulen im nördlichen Harzvorland und bestand dort im Jahre 1952 die zweite Lehrerprüfung. Von 1952—1955 war ich als Lehrer an der Oberschule in Genthin tätig.

Nach dem Studium an der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität in Frankfurt am Main, einjähriger Referendarzeit und Ablegung der pädagogischen Prüfung für das Lehramt an höheren Schulen im Frühjahr 1958 unterrichtete ich von Ostern 1958—1961 an der Wöhlerschule in Frankfurt am

Main. Dann wurde ich für ein Jahr zur Schulabteilung des Regierungspräsidenten in Wiesbaden abgeordnet und bin seit Ostern 1962 mit einjähriger Unterbrechung durch einen Aufenthalt in Amerika wieder an der Wöhlerschule in Frankfurt am Main tätig. Im Rahmen des Fulbright-Austauschprogramms war ich von Sommer 1962 bis Sommer 1963 als Lehrer in den USA, wodurch sich die Drucklegung der Arbeit verzögerte.

Neu-Isenburg, im Mai 1964.

Hans-Günter Niemz

Zeitalter	Formation	Abteilung	Stufe ²³⁹⁾
Känozoikum (Neozoikum) oder Erdneuzeit	Quartär	Holozän oder Alluvium	Postglazial Würmkaltzeit Eem-Warmzeit
		Pleistozän oder Diluvium	Riß-Kaltzeit Holstein-Warmzeit Mindel-Kaltzeit Cromer-Warmzeit Günz-Kaltzeit Villafranca
		Alt.	
	Tertiär	Pliozän	ob. Piacentin Pont
		Miozän	ob. Sarmat Torton mitt. Helvet unt. Burdigal Aquitän
		Oligozän	ob. Chatt mitt. Rupel unt. Latdorf
		Eozän	ob. Lud Barton Auvers mitt. Lutet unt. Ypern
		Paleozän	ob. Sparnac mitt. Thanet unt. Mont
		Oberkreide	Dan Senon Emscher Turon Cenoman
		Unterkreide	Gault Neokom
			ob. Malin

1

60

130

Mesozoikum oder Erdmittel- alter	Jura	Jura		165
		Dogger	unt. Malm	
Paläozoikum oder Erdaltertum	Trias	Lias	ob. Lias mitt. Lias unt. Lias	185
		Keuper	Rhät	
			Gipskeuper	
			Lettenkohle	
			Ceratitensch. Trochitenkalk	
	Perm	Muschelkalk	Anhydritgruppe	185
			Wellenkalk	
			Röt	
	Karbon	Buntsand- stein	Hauptbuntsandst. Ecksches Kongl.	210
			Tigersandstein Bröckelschiefer	
Proterozoikum oder Erdfrühzeit	Karbon	Zechstein		265
		Rotliegendes		
	Devon	Produkt. Karbon		320
		Kulm		
		Oberdevon Mitteldevon Unterdevon		
	Silur	Gotlandium		440
		Ordovizium		
Erdurzeit oder Sternzeitalter	Kambrium	Oberkambrium		520
		Mittelkambrium Unterkambrium		
	Algonkium			1000
	Archaikum			2000

238) Nach R. BRINKMANN, S. v. BUBNOFF, Brockhaus-Taschenbuch der Geologie u. a.

239) Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden die Stufen nur für das Mesozoikum und Känozoikum eingetragen.

